



Instituto Geológico
y Minero de España

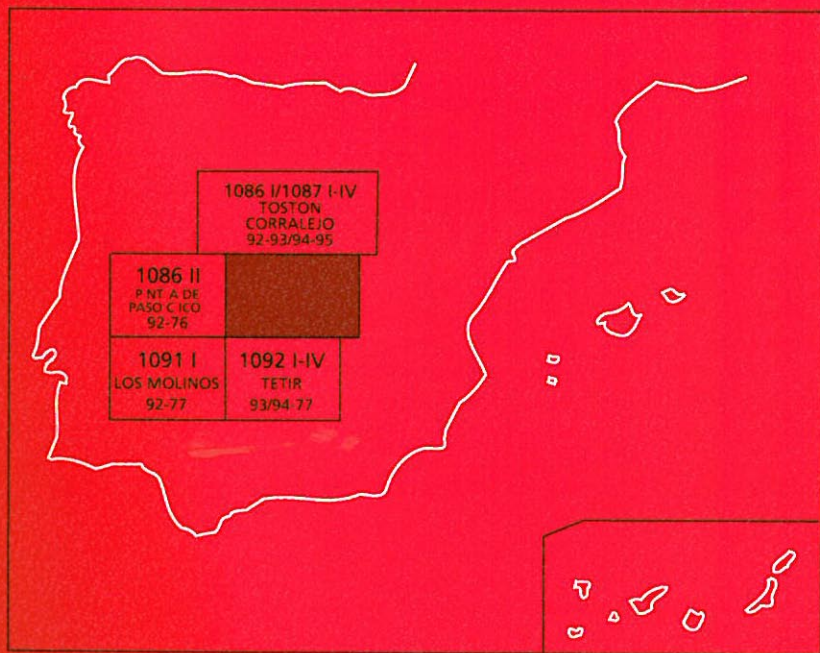
1087 II-III

93/94-76

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

LA OLIVA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

LA OLIVA

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23
28003 Madrid

NIPO: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-503-18
Depósito legal: M-4018-2004

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

Dirección y supervisión del IGME

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

Realización de la cartografía

Equipo base:

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

Colaboradores

- Vidal, J. R. (U. La Coruña): Dr. en C. Geológicas Cartografía geomorfológica.
- García, E. (U. La Coruña): Ldo. en C. Geológicas Cartografía geomorfológica.
- Nieto, M.^a I. (U. La Coruña): Lda. en C. Geológicas Cartografía geomorfológica.

Redacción de la memoria

Equipo base :

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.): Ldo. en C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.): Ldo. en C. Geológicas.
- Ruiz García, M.^a Teresa (GEOPRIN, S. A.): Lda. en C. Geológicas.

Colaboradores

- Brändle, J.L. (Inst. Geol. Econ. CSIC-Madrid): Dr. en C. Geológicas. Geoquímica.
- Meco, J. (U. Las Palmas): Dr. en C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.
- Vidal, J. R. (U. de La Coruña): Dr. en C. Geológicas. Geomorfología.
- Rolandi Sánchez-Solís, M. Ldo. en C. Geológicas. Hidrogeología.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras de roca y su correspondiente preparación microscópica.
- Informes petrológicos y mapa de situación de muestras.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	11
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. COMPLEJO BASAL	14
2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios	14
2.1.1.1. Coladas basálticas y rocas fragmentarias (3) 12	14
2.1.2. Series plutónicas.	15
2.1.2.1. Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas (4)	16
2.1.2.2. Serie plutónica alcalina.	19
2.1.2.2.1. Piroxenitas y gabros (5)	20
2.1.2.2.2. Sienitas (6)	20
2.1.3. Intrusión filoniana	21
2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN.	20
2.2.1. Coladas basálticas indiferenciadas atravesadas por abundantes diques (7)	20
2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	22
2.3.1. Fase miocena	22
2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	23
2.3.1.1.1. Coladas basálticas olivínico piroxénicas (8)	23
2.3.1.1.2. Intrusión cuarzo-traquítica de Montaña Tindaya (9)	24
2.3.1.1.3. Brechas líticas Ampuyenta (10)	25
2.3.1.1.4. Sedimentos y depósitos epiclásticos (11)	26
2.3.1.2. Tramo medio.	27
2.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y plagioclásicas (12 y 13)	27
2.3.1.3. Tramo superior.	28
2.3.1.3.1. Coladas basálticas plagioclásicas olivínicas. (14)	28
2.3.1.4. Episodios tardíos.	28
2.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (14 a)	28

2.3.2.	Fase pliocena superior	29
2.3.2.1.	Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla (15)	29
2.3.3.	Fase pleistocena inferior	30
2.3.3.1.	Coladas basálticas olivínicas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (16,17 y 18)	30
2.3.4.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes.	37
2.3.4.1.	Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra. (19, 20, 23, 24, 26 y 27)	37
2.3.4.2.	Depósitos de caliche (21).	42
2.3.4.3.	Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (entre +1 y 2 m) (22)	43
2.3.4.4.	Arenas eólicas consolidadas (25)	44
2.4.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	46
2.4.1.	Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense entre +0,5 y 1 m) (28)	46
2.4.2.	Arenas eólicas sueltas. "Jable de Corralejo" (29 y 30)	47
2.4.3.	Conos de deyección indiferenciados (31)	48
2.4.4.	Depósitos arenoso-arcillosos (32)	49
2.4.5.	Coluviones y derrubios de ladera (33)	49
2.4.6.	Terrazas aluviales (34)	49
2.4.7.	Depósitos de barranco (35)	50
2.4.8.	Playas de arenas (36)	50
3.	TECTÓNICA	50
4.	GEOMORFOLOGÍA	56
4.1.	LOS MATERIALES	56
4.2.	FASES GENERATIVAS DE RELIEVE	57
4.3.	PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	60
4.3.1.	Formas volcánicas	60
4.3.1.1.	Conos volcánicos	60
4.3.1.2.	Superficies de colada	61
4.3.2.	Formas continentales degradativas	62
4.3.2.1.	Formas residuales	62
4.3.2.1.1.	Formas convexas	62
4.3.2.1.2.	Formas planas	62
4.3.3.	Formas marinas degradativas	62
4.3.4.	Formas continentales agradativas	63
4.3.4.1.	Depósitos de vertiente	63
4.3.4.2.	Formas fluviales	64
4.3.5.	Formas marinas agradativas	64
4.3.5.1.	Depósitos marinos	64
4.4.	TOPONIMIA DE SIGNIFICADO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO	64

4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS	65
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	65
5.1. COMPLEJO BASAL	76
5.1.1. Series plutónicas. Petrología	76
5.1.1.1. Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas (4)	76
5.1.1.2. Serie plutónica alcalina	77
5.1.1.2.1. Piroxenitas y gabros (5)	77
5.1.2. Series plutónicas. Geoquímica	78
5.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	79
5.2.1. Fase miocena. Petrología	79
5.2.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	80
5.2.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y brechas líticas Ampuyenta. (8 y 10)	80
5.2.1.1.2. Intrusión cuarzo-traquítica de Montaña Tindaya (9)	80
5.2.1.2. Tramo medio	81
5.2.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y plagioclásicas (12 y 13)	80
5.2.1.3. Tramo superior	82
5.2.1.3.1. Coladas basálticas. (14)	82
5.2.1.4. Episodios tardíos	82
5.2.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (14a)	82
5.2.1.5. Rocas filonianas. Diques básicos (1)	82
5.2.2. Fase miocena. Geoquímica	83
5.2.3. Fase pleistocena inferior. Petrología	86
5.2.3.1. Coladas basálticas olivínicas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (16, 17 y 18)	86
5.2.4. Fase pleistocena inferior. Geoquímica	86
5.2.5. Fase Pleistoceno medio-Holoceno. Episodios recientes. Petrología	89
5.2.5.1. Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra (19,20, 23, 24, 26 y 27)	89
5.2.6. Fase Pleistoceno media-Holoceno. Episodios recientes Geoquímica	92
5.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	95
5.3.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5 y 1 m) (28)	131
6. HISTORIA GEOLÓGICA	95
7. HIDROGEOLOGÍA	98
7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	98

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS	101
7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior	103
7.2.2. Nivel acuífero superficial	104
7.3. PIEZOMETRIA	105
8. GEOTECNIA	106
8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	106
8.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	106
8.3. CARACTERISTICAS GEOTÉCNICAS	111
8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	113
8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	114
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	115
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables	115
8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables	115
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	116
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	119
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERES DEL PIG	120
11. BIBLIOGRAFÍA	121

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La presente Cartografía y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000 corresponde a la hoja LA OLIVA (n.º 1087-II, III, 93-76/94-76 del MTN), localizada en el sector septentrional de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

Está limitada al norte y sur por las hojas geológicas de Corralejo y Tetir, respectivamente, mientras que al oeste lo está por la de Punta de Paso Chico. La línea de costa es su límite oriental.

Todas las unidades geológicas existentes en la isla aparecen representadas, en mayor o menor medida, en la zona cartografiada y sus edades abarcan desde el Oligoceno hasta el Cuaternario reciente. La unidad estructural más antigua es el Complejo Basal, que aflora en el extremo occidental de la hoja, donde se halla representado por materiales de diverso tipo, principalmente plutónicos, algunos de ellos atravesados por una red filoniana muy densa. Sobre él se apoyan el resto de materiales, mediante una marcada discordancia erosiva.

A partir de esos afloramientos, hacia el este, son las emisiones miocenas las que constituyen el sustrato sobre el que se asientan las formaciones posteriores subaéreas.

El primer episodio volcánico posterior al Complejo Basal tiene una considerable extensión, principalmente hacia el sur, donde se manifiesta en forma de relieves elevados y alargados. Hacia el norte va quedando enterrado por las emisiones más recientes, sobresaliendo únicamente entre ellos, como relieves residuales. También aparecen en la zona algunas manifestaciones salícas intrusivas en las coladas basálticas miocenas.

El resto de la superficie de la hoja está constituida por los episodios volcánicos pliocenos y cuaternarios, que cubrieron el relieve anterior e incluso aumentaron la superficie insular por el este y norte. Testigo de esta actividad eruptiva son los extensos campos de lavas escoriáceas (malpaíses), principalmente en la parte norte y oriental de la hoja, así como los numerosos edificios de tefra distribuidos a lo largo de ella, algunos de los cuales incluso están dispuestos según alineaciones tectónicas definidas. Se encuentra también en esta área la Montaña de La Arena y su malpaís, uno de los volcanes más recientes y mejor conservado de Fuerteventura.

Grandes extensiones de este ámbito geográfico se hallan cubiertas por depósitos arenosos eólicos, a veces incluso fosilizados por coladas basálticas cuaternarias, que indican una persistencia en la actividad eólica desde tiempos antiguos hasta el presente. Asimismo, variaciones en las condiciones climáticas a lo largo de la historia geológica de la isla han favorecido la formación de costras de caliche y depósitos arcillosos sobre los materiales volcánicos en un área muy extensa.

El relieve en esta parte de la isla no es acusado, pero existen algunas zonas con desniveles importantes y amplios valles. Destacan así los llamativos y característicos relieves alargados y afilados en las coladas basálticas miocenas, que muestran una disposición tabular subhorizontal y se continúan y enlazan con otros hacia zonas más meridionales. Entre estos "cuchillos" (según se les denomina localmente) existen extensos y amplios valles de fondo plano, por ejemplo, los valles de Fenimoy, Fimapaire, Juan Pablo, etc., cuyas laderas presentan gran desarrollo de depósitos de vertiente. Las alturas principales en estos cuchillos se localizan en Morro Tabaiba (527 m), Montaña del Frontón (389 m) y Morro Grande (358 m). De manera aislada, aparecen también relieves miocenos prominentes, como la Montaña de la Oliva (325 m) o la majestuosa intrusión de Montaña de Tindaya (401 m).

Característico del Complejo Basal son los relieves alomados y suaves, con abundantes barrancos, poco profundos y a alturas a veces notables: Montaña Blanca (308 m), Montaña Tarabates (213 m), etc. Desde ellos y hacia la costa occidental, existe una extensa rampa muy suavizada por coluviones y conos de deyección.

El resto del área es una extensa superficie relativamente llana, de suaves pendientes, interrumpida por los numerosos edificios de cinder y algunos pequeños cerros de coladas miocenas que sobresalen por encima de los malpaíses de lavas. Cabe resaltar así algunos conos piroclásticos como Montaña de La Arena (410 m), Caima (350 m), Blanca (329 m), Roja (312 m) y Montaña Escanfraga (529 m), este último emplazado sobre un "cuchillo" de basaltos miocenos. Hacia el este y prolongándose hacia el sur, las coladas basálticas pliocenas presentan ya su superficie original muy arrasada, constituyendo un plano muy tendido hacia la costa.

La red hidrográfica no está jerarquizada ni muestra una incisión considerable en el terreno. Está constituida principalmente por algunos barrancos, como el del Cabadero y las Pilas y los grandes valles excavados en el relieve mioceno, que vierten sus aguas en la costa oriental. Hacia la vertiente occidental, el barranco más importante es el de Esquinzo, que tiene gran recorrido y está poco encajado, salvo en su tramo final, donde la incisión en los materiales del Complejo Basal es significativa. Mayor grado de jerarquización, sin embargo, presenta la red de drenaje en el área del Complejo Basal, aunque los barrancos tampoco son muy profundos, destacando los barrancos de los Enamorados, Agua Salada y la Morriña, todos ellos afluentes del barranco de Esquinzo. En general, dado el bajo régimen de lluvias en la zona, estos barrancos están secos la mayor parte del año e incluso durante años enteros.

Al igual que en el resto de la isla, el clima de esta zona es de carácter cálido-seco, con temperaturas en torno a los 20 °C y a menudo fuerte insolación y escasas precipitaciones. Aproximadamente a partir de Morro Tabaiba, hacia el sur (área de Tetir-La Matilla), donde los relieves son relativamente importantes, la pluviometría aumenta, y con ello la sensación de humedad y frescor en el ambiente. Otro rasgo climático significativo son los vientos de componente N y NE que soplan a lo largo de todo el año con notable intensidad.

La costa se caracteriza por su gran linealidad a lo largo de todo su recorrido, únicamente con algunas irregularidades en la zona suroeste. Es rocosa pero baja y presenta una plataforma de abrasión muy extensa labrada sobre las coladas pliocenas. El desarrollo de playas de arena es exiguo, destacando únicamente alguna pequeña playa, como la de la desembocadura del ba-

rranco de Las Pilas o la del Veril de Santiago, siendo el resto acumulaciones de gravas en las desembocaduras de otros barrancos.

Estas condiciones climáticas, así como la ausencia de un suelo edáfico importante, condicionan la vegetación existente en el área. En general, la vegetación es de carácter herbáceo y arbustivo, predominando los tipos xerofíticos, con abundantes formaciones de aulagas (*Launaea arborescens*), tabaibas (*euphorbia*, sp.) y matos. En los arenales de la costa este se desarrollan también tipos psamófilos muy característicos, como el balancón (*Traganum moquinii*). También son de destacar las comunidades de líquenes que colonizan los malpaíses cuaternarios.

El núcleo de población más importante de la zona es La Oliva, cabeza del único municipio donde se halla enclavado el área cartografiada, con barrios como Villaverde, Tindaya y Caldereta. Las áreas cultivables son reducidas, limitándose a pequeñas huertas familiares en las inmediaciones de los núcleos urbanos. El pastoreo de cabras, y ovejas en menor cuantía, es la actividad ganadera más sobresaliente.

La accesibilidad a cualquier punto de la hoja es relativamente fácil y cómoda en prácticamente todo tipo de vehículos, dado lo poco abrupto del terreno y las numerosas carreteras y pistas de tierra que existen. Destacan las carreteras de Puerto del Rosario a Corralejo, por el interior, y las pistas a lo largo del barranco de Esquinzo (intransitable a partir del tramo bajo), Parque Holandés-La Oliva y La Oliva-Cotillo, a través de los depósitos arenosos de la zona noroccidental de la hoja.

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Durante la realización de esta cartografía y memoria se ha revisado la información geológica existente referida a este ámbito geográfico. La mayor parte de los trabajos tratan sólo parcialmente aspectos concretos de esta área, pues en general son trabajos más amplios e incluso algunos abarcan toda la isla.

El principal documento gráfico lo constituye la hoja geológica a escala 1:50.000, La Oliva (n.º1098), IGME-CSIC (1967), que ha servido como base de la presente.

Un trabajo ya clásico en la bibliografía geológica de Fuerteventura lo constituye la memoria de FUSTER *et al.* (1968), en donde se sintetizan, conjuntamente con un mapa a escala 1:100.000, AGOSTINI *et al.* (1968), los conocimientos hasta ese momento de la geología insular, basado principalmente en la cartografía a escala 1:50.000 de toda la isla. Además de los aspectos de campo, se aportan numerosos datos petrográficos y análisis químicos de las diferentes unidades geológicas de la isla, pero, dado su carácter general, no aborda detalladamente aspectos concretos de esta área.

De índole similar al anterior son los trabajos, más antiguos, de BOUCART y JEREMINE (1938) y HAUSEN (1958), que ya fueron revisados e incorporados a aquél. No obstante, su lectura siempre resulta provechosa, pues aportan numerosas observaciones de campo, en ocasiones con bastante detalle, que permiten a veces reconsiderar antiguas ideas que, a la luz de los nuevos conocimientos, pueden tener interés. HAUSEN (*op. cit.*) incluye también numerosas descripciones petrográficas, así como un buen número de análisis químicos. Ambos trabajos contienen sendos mapas geológicos a escala 1:300.000 y 1:400.000, respectivamente.

CENDRERO (1966) realiza un estudio bastante amplio de los volcanes recientes de la isla, alguno de los cuales se encuentran en la hoja, como la Montaña de La Arena. Además de los aspectos volcanológicos de estas erupciones, el autor las caracteriza también desde el punto de vista petrológico y geoquímico.

Respecto al Complejo Basal que aflora en esta área, existen algunas referencias en trabajos específicos sobre esta unidad estructural, aunque a nivel insular, como son los de GASTESI (1969) y MUÑOZ (1969). Más reciente es el trabajo de BARRERA *et al.* (1981), que trata exclusivamente de las rocas plutónicas ultracalinas y carbonatitas asociadas en este sector del Complejo Basal de Fuerteventura.

Los afloramientos de rocas sálicas relacionados con los episodios volcánicos miocenos, como por ejemplo la Montaña de Tindaya, situada en la zona suroccidental de la hoja, son abordados en un estudio reciente de CUBAS *et al.* (1988-1989).

La evolución geomorfológica de la formación arenosa de la zona de Corralejo, que se extiende hasta dentro de los límites de esta área, es estudiada por CRIADO (1987). Por su parte, MECO (1975, 1976) y MECO *et al.* (1987) caracterizan desde el punto de vista bioestratigráfico los distintos niveles de rasas marinas que bordean el perímetro insular.

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. ESTRATIGRAFÍA

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

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

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

(1926), 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 la Tabla 2.1 está representada la cronoestratigrafía resultante.

Tabla 2.1. Cronoestratigrafía volcano-plutónica de Fuerteventura

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

La estratigrafía de la hoja es bastante completa, pues en ella afloran varias de las series volcano-plutónicas del Complejo Basal y todas las fases del Dominio subaéreo. En la Tabla 2.2 se han referido las series y las fases presentes en la hoja, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

En el Dominio del Complejo Basal afloran tres de las series más antiguas del mismo. Estratigráficamente, la más baja de todas es la serie volcánica indiferenciada, 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.*) llamaron Rocas volcánicas submarinas y Tobas y aglomerados subaéreos, y lo que el Plan MAGNA, IGME (*op. cit.*), definió como Formación volcánica submarina y Formación de tobas y brechas sálicas. Posteriormente intruyó la

que se considera la primera serie plutónica, la Serie Plutónica ultralcalina. De los autores anteriores, sólo el IGME (1984a-d) la individualizó como tal, llamándola Serie Plutónica I. FUSTER *et al.* (1968) incluían los términos básicos de esta serie como rocas del Complejo estratiforme de Betancuría, mientras que las sienitas y carbonatitas las asociaban con las intrusiones póstumadas de traquitas-sienitas y venas carbonatíticas de dicho complejo.

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

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

El Dominio subaéreo da comienzo con la Fase miocena, representada por amplias zonas del estratovolcán de Tetir. Esta fase es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984 a-d). En el período Plioceno se han distinguido dos fases volcánicas, la Fase pliocena inferior y la Fase pliocena superior. Ambas corresponden a emisiones de la Serie Basáltica II de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y de la Serie Volcánica II del IGME (*op. cit.*). Durante el Cuaternario se han producido dos fases: la Fase pleistocena inferior y la Fase pleistocena media-holocena. La primera comprende erupciones de las Series Basálticas II y III de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y, de igual manera, de las Series Volcánicas II y III del IGME (*op. cit.*). Por su parte, la última fase engloba los últimos 0,84 m.a. de volcanismo de la isla. Corresponden a algunas erupciones asignadas a la Serie Basáltica III y a todas las de Serie Basáltica IV de FUSTER *et al.* (*op. cit.*), así como, con igual correlación del IGME (*op. cit.*).

2.1. COMPLEJO BASAL

Esta unidad geológica comprende un conjunto de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, atravesadas por una intensa inyección filoniana. La mayoría de los diques como los grupos rocosos mencionados se encuentran metamorizados en facies de esquistos verdes (albita-epidota).

2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios

2.1.1.1. Coladas basálticas y rocas fragmentarias (3)

Constituyen los materiales más antiguos del Complejo Basal en esta área. A pesar de que ocupan una superficie considerable, las condiciones de afloramiento son generalmente malas, al estar prácticamente siempre recubiertos por caliche y depósitos arenosos. Por otro lado, se en-

cuentran intensamente atravesados por una tupida red de diques, casi siempre con una densidad no inferior al 50%, que reduce estos materiales a pequeños ojales entre los diques.

Tabla 2.2 Correlación estratigráfica

FUSTER et al. (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-92)
SERIE BASÁLTICA IV <i>Volcanes con conos de cinder</i>	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MEDIA-HOLOCENA <i>Episodios recientes</i>
SERIE BASÁLTICA III <i>Volcanes con conos de cinder</i>	SERIE VOLCÁNICA III	
SERIE BASÁLTICA II <i>Volcanes con conos de cinder Vol- canes en escudo</i>	SERIE VOLCÁNICA II	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
		FASE PLIOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I <i>Basaltos fisurales</i>	SERIE VOLCÁNICA I	FASE PLIOCENA INFERIOR
		FASE MIOCENA <i>(Estratovolcanes de Tetir)</i>
<i>Tobas y aglomerados subaéreos Rocas volcánicas submarinas Complejo básico estratiforme</i>	<u>COMPLEJO BASAL</u>	FORMACION DE TRANSICION
	<i>Serie Plutónica II</i>	DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL
	<i>Serie Plutónica I</i>	<i>Serie plutónica indiferenciada</i>
	<i>Form. Tobas y brechas sálicas Form. Volcánica submarina</i>	<i>Serie volcánica indiferenciada, en parte de origen submarino</i>

Se trata de rocas de coloraciones verdosas, afaníticas, de composición basáltica y traquibasáltica, tanto de carácter lávico como fragmentario, si bien este carácter a menudo en campo no es bien apreciable por la mala calidad de los afloramientos. Los materiales fragmentarios son brechas polimícticas y tobas, con fragmentos angulosos y subangulosos de rocas, principalmente basálticas y traquibasálticas, con tamaños centimétricos y decimétricos. La matriz es en general pseudovítrea, afectada por un proceso de transformación hidrotermal. A menudo están intensamente atravesados por abundantes venas de sienitas, relacionadas con eventos intrusivos ultracalinos que se encajan en ellos.

En otras zonas del Complejo Basal, como por ejemplo en el área de la hoja de Pájara, se han identificado en ellas estructuras de "pillow-lavas", caracteres hialoclastíticos en la matriz de los materiales fragmentarios, etc., que, junto con el grado de espilitización que presentan, hacen pensar que una parte de estos materiales son de origen submarino.

Además de la densa red de diques que los atraviesan y que producen en ellos fenómenos de alteración hidrotermal, estos materiales sirven de roca encajante a diversos episodios intrusivos de carácter plutónico. El más antiguo de estos eventos, representados por rocas ultracalinas (ijolitas, melteigitas, sienitas nefelínicas, carbonatitas), produce intensos fenómenos de fenitización o alcalinización.

2.1.2. Series plutónicas

De las cuatro series plutónicas diferenciados en la isla, FUSTER (1978), FUSTER *et al.* (1980), sólo las dos primeras están representadas en esta área, la más antigua compuesta por rocas

ultralcalinas y la siguiente de carácter alcalino. En trabajos previos, FUSTER *et al.* (1968) y GASTESI (1969), se las consideró como las formaciones más antiguas del Complejo Basal sobre los que se apoyaban el resto, y las denominaron "Complejo Estratiforme de rocas plutónicas básicas y ultrabásicas". HERNÁNDEZ-PACHECO (1973), en el Complejo Basal de la isla de La Palma, encontró datos sobre el carácter intrusivo de formaciones plutónicas similares en sedimentos, coladas y rocas fragmentarias. Esto llevó a una revisión de campo más concisa de las relaciones y rasgos de las formaciones plutónicas con las formaciones adyacentes, poniéndose de manifiesto que en esta isla también son intrusivos en aquéllas.

2.1.2.1. *Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas (4)*

Los afloramientos de rocas ultralcalinas de esta área se encuentran localizados, principalmente, a partir del margen septentrional del barranco de Esquinzo hasta las estribaciones meridionales de Montaña Blanca. Aparecen como pequeños macizos irregulares e incluso subcirculares, que intruyen en los materiales lávicos y fragmentarios anteriores. También se encuentran en las inmediaciones de Montaña del Fraile, pero en afloramientos de menor entidad. Junto con los afloramientos de la costa de la hoja de Punta de Paso Chico, constituyen las manifestaciones más septentrionales de este tipo de rocas del Complejo Basal de la isla.

Estos afloramientos son interpretados por BARRERA *et al.* (1981) como facies apicales de plutones mayores existentes en profundidad. Es probable, por tanto, que se prolonguen en profundidad hacia el sur y oeste, e incluso algo más al este, bajo la cobertera de caliche y materiales postComplejo Basal que los circundan.

La morfología que presentan los lugares donde se encuentran estos materiales es la de los típicos cerros o colinas alomadas, tan característicos del relieve del Complejo Basal, que no muestran ninguna diferencia con los que originan otras de sus unidades. Esto complica su cartografía y requiere un trabajo de campo mucho más conciso que el del resto de unidades geológicas de la isla.

Al estar atravesados por una red de diques subparalelos de densidad no inferior a 50 o 60%, el modo de yacimiento más común de estos materiales es en forma de pequeñas bolsadas o "screens" entre el complejo filoniano, si bien es posible observar también algunas zonas masivas de orden decamétrica. Los afloramientos principales son los macizos del área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo, Morro de los Jablitos y los del cerro Las Montañetas (al este de los Jablitos) y Majadas Negras. Algunos de ellos muestran una zonación en cuanto a la distribución y abundancia de los distintos tipos litológicos. Es en los barrancos y barranqueras donde mejor pueden ser estudiados estos materiales y sus relaciones con los adyacentes, gracias al lavado de las aguas superficiales que los deja al descubierto, desprovistos de la cobertera detrítica común a esta área. En las partes altas de los lomos, esos recubrimientos dificultan enormemente su observación.

Desde el punto de vista litológico, esta serie plutónica está constituida por una asociación compleja de términos ultralcalinos, pertenecientes a la serie ijolita-melteigita. Aparecen también sienitas nefelinicas e incluso carbonatitas, como últimos diferenciados, pero siendo los tipos ijolíticos los más abundantes. Generalmente aparecen íntimamente relacionados entre sí pudiéndose ob-

servar a menudo rocas híbridas o mixtas. Debido a la escala de trabajo, resulta, sin embargo, difícil de individualizar en la cartografía cada uno de estos tipos. En cuanto a su cronología, parece claro que las sienitas son posteriores a las ijolitas, a las cuales atraviesan en forma de venas. Más tardías aún son las carbonatitas, que aparecen también como diques y venas.

Las áreas principales de afloramiento se localizan, como se dijo, en pequeños macizos, circunscritos al área del barranco del Esquinzo, que considerados individualmente son:

Macizo de Las Montañetas. Aunque el topónimo no figura en la base topográfica, se encuentra localizado inmediatamente al este del Morro de los Jablitos, en las estribaciones meridionales de Montaña Blanca. Su forma es relativamente circular.

Está compuesto en su mayoría por rocas ijolíticas, que, como ya detectaron también BARRERA *et al.* (1981), tienden a distribuirse hacia las partes centrales del mismo, con una cierta disimetría hacia el contacto del oeste. En la zona externa aparecen rocas más de tipo sienítico y carbonatítico (venas), localizadas preferentemente en el sector SE del macizo. No se han observado rocas brechoides (de intrusión o tectónicas) en los bordes, como ocurre en las otras unidades de la serie. Sin embargo, sí son frecuentes las venulaciones carbonáticas asociadas con las intrusiones póstumias de sienitas-carbonatitas.

El porcentaje de diques que atraviesan a estas rocas es del 50-60%.

Macizo de los Jablitos. Está situado también al sur de Montaña Blanca, encontrándose seccionado en dos por el barranco de los Enamorados.

Es un macizo plurifacial, con la presencia de tres tipos litológicos principales. La parte centro-este está ocupada por ijolitas similares a las del macizo anterior. Por su distribución pseudozonal, puede que estuviera conectado con aquel último macizo y que la intrusión gabroide de Montaña Blanca lo ha cortado.

En la zona externa afloran sienitas (a veces brechoides) y brechas sieníticas (mayor grado de fragmentación que las anteriores). Las sienitas se localizan preferentemente hacia la parte sur, donde suelen exhibir un flujo marcado. Muchas de estas sienitas parecen ser las responsables de los fenómenos de fenitización que se observan en estas rocas.

El porcentaje de diques que atraviesan a estas rocas es asimismo del orden del 50-60%.

Macizo del barranco de Agua Salada. Este macizo de forma irregular es de mayores dimensiones que las anteriores y está limitado por los barrancos de Esquinzo y Agua Salada.

Está compuesto mayoritariamente por tipos ijolíticos de texturas diversas, que al igual que en los dos macizos anteriores, tienen una ligera tendencia a situarse en las zonas más internas del macizo. También hay una concentración de tipos ijolíticos en la punta norte de esta unidad, que ha quedado interrumpida de la zona central por un área brechoide con intensa profusión de venas sieníticas y carbonatíticas. Hacia las zonas de borde, estas masas ijolíticas tienden a ir decreciendo el tamaño de grano, pudiéndose interpretarse esto como una fase de grano fino, (facies enfriada de borde) propia del carácter intrusivo que se supone para este macizo.

Hacia el centro de estas masas de ijolitas se localizan tipos algo más básicos (melteigitas), con tránsitos graduales entre ellos.

En las zona externas afloran, principalmente, tipos brechoides (brechas sieníticas y brechas ijolíticas) de aspecto cataclástico cuyo origen podría ser una brecha de tipo intrusivo o, muy probablemente, tectónica. Toda la zona del macizo se encuentra afectada por una intensa fisuración y venulación póstuma de carácter sienítico carbonatítico.

Esta venulación sienítica es general en todo el macizo, con venas centimétricas, mientras que las venas y bolsadas de carbonatita tienden a concentrarse en el extremo norte. Considerados en conjunto los tres macizos, puede observarse que la venulación carbonatítica que acompaña a varios de los fenómenos de la fenitización se produjo en el triángulo central entre los tres macizos, afectando a sus partes más externas.

Son muy frecuentes las brechas sieníticas e ijolíticas que tienden a concentrarse preferentemente en las áreas marginales del macizo. Su origen es incierto, pues en ocasiones presentan un aspecto claramente cataclástico, debido a ¿una intrusión forzada? o a ¿agentes tectónicos exteriores? El paso entre estas rocas de tipo brechoides y las ijolitas más masivas (también afectadas por un cierto grado de tectonización) es gradual.

La mayoría de los fenómenos de fenitización que afectan a estas rocas se concentran en una banda del borde norte y noroeste. Consisten en la introducción de feldespato alcalino en las tipologías anteriormente descritas, incluidas las brechas. Estos fenómenos tardimagmáticos se han observado que son siempre anteriores a la intrusión del complejo filoniano que afecta al macizo, por lo que parece evidente que están íntimamente ligados a la cristalización final subvolcánica de esta serie ultralcalina.

Por último, en este macizo aparecen diques netos de nefelinitas que cortan a todos los tipos del macizo, aunque se concentran preferentemente en el borde occidental. Estos diques de anchuras cercanas al metro presentan una textura porfídica con microfenocristales cuadráticos o rectangulares de nefelina de tamaños milimétricos, pero también de 1 a 5 cm. A veces se han observado texturas algo más granudas en tránsito a verdaderas ijolitas (facies plutónica de los diques nefeliníticos), lo que pudiera marcar el límite entre la zona subvolcánica y plutónica de la intrusión. Representantes de estos diques nefeliníticos también se encuentran a lo largo del barranco de Esquinzo (véase hoja de Punta de Paso Chico), con iguales características a las descritas. Allí atraviesan también a las ijolitas-melteigitas de los macizos plutónicos de la costa. Es probable que esta intrusión filoniana de nefelinitas sea la representante subvolcánica de un posible segundo episodio de intrusión ultralcalina.

Macizo de Majadas Negras. Es de forma alargada y se encuentra al este del anterior, limitado por el barranco de la Morriña.

Está compuesto mayoritariamente por rocas ijolíticas similares a las del macizo del barranco de Agua Salada. En menor medida hay venas y bolsadas sieníticas y, más escasamente, venulación carbonática. También en este macizo se encuentran en su parte norte brechas ijolíticas y sieníticas, de semejantes características que las de los otros macizos.

Los fenómenos de fenitización están también presentes y se hallan representados por impregnaciones de feldespato alcalino y carbonatos.

Considerando más detalladamente cada una de estas rocas, se observa que las ijolitas son rocas masivas oscuras, a veces de tonos violáceos, con abundantes cristales de augita y nefelina, aunque en menor proporción. Muestran una textura heterogranular, con tamaños de grano predominantes entre medio y grueso, aunque también aparecen facies microcristalinas, e incluso en ocasiones presentan carácter pegmatóide, con grandes cristales de augita (2-4 cm). A menudo, entre ellos aparecen pequeñas bolsadas de tipos más féficos, de composición melteigítica, los cuales son de grano mucho más fino y tiene un brillo micáceo, debido a la mayor cantidad de biotita que presentan.

Las sienitas y sienitas nefelínicas que atraviesan estas rocas aparecen en forma de venas y diquecillos divagantes, a veces muy digitados, fragmentando y brechificando su encajante. Son venas de espesores que oscilan entre pocos centímetros y 30-35 cm, y, por su color claro-crema, destacan enormemente de la roca oscura ultramáfica.

Cortando a las rocas anteriores, aparecen las carbonatitas, en forma de venas y diques centimétricos y decimétricos, y en menor medida, en pequeñas masas o bolsadas. Tienen colores claros, con tonos amarillentos, ocre y violáceos y una matriz recrystalizada de grano medio-fino. En el contacto con la roca de caja ijolítica producen fenómenos de alcalinización, con cristalización de biotita, que origina una roca glimmerítica (roca constituida esencialmente por ese mineral), BARRERA *et al.* (1981).

En algunos puntos del barranco de Agua Salada, en el de los Enamorados y el de los Jablitos, estos materiales presentan zonas o facies brechoides, posiblemente de tipo cataclástico o tectónico, que parecen distribuirse a lo largo de una estrecha banda de dirección aproximada NNE-SSO, desapareciendo hacia las zonas de la costa occidental y hacia el este. Se prolonga, en cambio, hacia el SO bajo la cobertura de materiales postComplejo Basal, para volver a aparecer en superficie afectando a diversos materiales de este complejo (véase hoja de Los Molinos). Este hecho induce a pensar en la existencia de bandas de cizalla o fallas de origen antiguo, que pudieran tener relación con el emplazamiento en superficie del Complejo Basal. En los lugares donde aparecen estos materiales brechoides, las ijolitas presentan una coloración vinosa, estando constituidas por abundantes fragmentos centimétricos y subangulosos de la propia ijolita o melteigita, sienitas e incluso de rocas volcánicas.

La intrusión de estos cuerpos plutónicos hipoabisales, debido a su elevada alcalinidad y contenido en volátiles, provoca en las rocas encajantes anteriores intensos fenómenos de alcalinización o fenitización, que se aprecian también en el campo por las coloraciones más claras y los brillos biotíticos que adquieren. A su vez, aparte de los efectos que producen las venas de carbonatitas, las sienitas producen también procesos de alcalinización local en la roca plutónica encajante, con formación de pegmatitoides ijolíticos. En el trabajo de GASTESI (1969) se pueden encontrar mayores detalles de estos procesos de transformación en las rocas encajantes de las intrusiones plutónicas.

2.1.2.2. *Serie plutónica alcalina*

Los eventos plutónicos máficos y ultramáficos son los que mayor extensión superficial ocupan dentro del conjunto de materiales plutónicos del Complejo Basal. Los afloramientos, más que

corresponder a una masa continua de amplitud insular, parecen representar cuerpos intrusivos localizados y aislados, de dimensiones diversas.

2.1.2.2.1. Piroxenitas y gabros (5)

Representan el siguiente episodio plutónico posterior, siendo Montaña Blanca y Montaña Milocho el plutón principal en esta área. Los afloramientos muestran una forma aproximadamente subcircular, con relieves alomados, y en ellos se localizan las mayores alturas topográficas del Complejo Basal de esta zona. Hacia los bordes orientales están cubiertos por depósitos arenosos pleistocenos, mientras que hacia los occidentales son los depósitos de vertiente los que los cubren.

Intruyen pasivamente en los materiales lávicos y fragmentarios más antiguos del Complejo Basal, así como en las rocas plutónicas ultralcalinas de la serie plutónica anterior, si bien lo hacen en la periferia de esos macizos. En todos estos materiales producen efectos térmicos, más intensos en los primeros.

Esta intrusión está constituida predominantemente por rocas máficas de tipo gabroide, entre las que aparecen melanogabros, leucogabros y gabros anfibólicos, y en menor medida, por rocas ultramáficas, representadas por piroxenitas. Su separación cartográfica resulta bastante complicada, al aparecer frecuentemente entremezclados ambos grupos de rocas. Los gabros son rocas masivas, más o menos oscuras, en función de la cantidad de plagioclasa que posean, granudas, principalmente de grano medio-fino y en general aparecen fisurados. Los tipos piroxeníticos son también rocas masivas, muy densas, de grano medio, con grandes cristales de piroxeno. Entre este grupo plutónico aparecen ojales de materiales lávicos y fragmentarios correspondientes a episodios más antiguos del Complejo Basal, cada vez más abundantes y extensos hacia el oeste. Asimismo aparecen restos de rocas ijolíticas en pequeñas masas rodeadas por gabros, como por ejemplo en las laderas inferiores del Morro de los Jablitos.

La red filoniana que atraviesa a esta serie plutónica alcalina es también importante, con una densidad del orden del 50% de diques, cuya orientación dominante sigue la pauta general del complejo filoniano.

2.1.2.2.2. Sienitas (6)

Como se dijo anteriormente, los términos sieníticos aparecen íntimamente relacionados con las rocas plutónicas de la serie ultralcalina, a las cuales atraviesan, mayoritariamente en forma de diquecillos y venas de pequeño tamaño, y por tanto sin entidad cartográfica alguna. Sin embargo, en la zona NO de la hoja, entre Montaña del Fraile y Montañeta Negra, aparecen cuerpos sieníticos que, por su carácter algo más masivo, han sido individualizados cartográficamente.

Los afloramientos se encuentran en zonas deprimidas del relieve basáltico mioceno subaéreo y del propio Complejo Basal. Son sienitas alcalinas de grano fino o medio, de color crema, sin una estructuración clara y relativamente alterados. Están atravesados por la red filoniana característica del Complejo Basal, cuya densidad es del orden del 40% de diques.

2.1.3. Intrusión filoniana

Uno de los rasgos más espectaculares del Complejo Basal es la intensa malla de diques que atraviesa todas las unidades que lo componen. En esta área, aunque es importante, no se observan cortes tan espectaculares como en otras zonas (por ejemplo, hojas de Tuineje y Pájara), en parte debido al escaso encajamiento de la red hidrográfica y a los recubrimientos que existen.

En lo referente a esta área, la red de diques atraviesa profusamente las series de rocas ultralcalinas y con menor intensidad las alcalinas, siendo con frecuencia la densidad de intrusión del orden o superior al 75-90%. La roca encajante, cuando es visible, aparece en forma de ojales desconectados entre sí, de dimensiones métricos o inferiores, siendo comunes las zonas donde está prácticamente ausente, observándose únicamente un dique tras otro. Las coladas miocenas y pliocenas se apoyan discordantemente sobre el conjunto de diques, los cuales aparecen truncados en la base de aquéllas.

En la cartografía se ha representado el complejo filoniano con una trama de líneas paralelas, según la orientación general que presenta, y por ello no se le ha asignado número de leyenda. La abertura de la trama indica la densidad de intrusión observada.

Las direcciones de los diques en esta área oscilan entre N30-45°E, con buzamientos subverticales del orden de 70-80° hacia el oeste mayoritariamente. En líneas generales, dicha orientación se encuentra dentro del rango observado en otros sectores del Complejo Basal.

Considerados individualmente, los diques muestran una disposición paralela unos con otros y tienen espesores medios de un metro, pudiendo ser también algo mayores. Con frecuencia aparecen diques cruzados con direcciones oblicuas a la pauta general. Muestran recorridos rectilíneos, pero también divagantes y festoneados, y bordes enfriados simétricos bien visibles.

Son diques de color verdoso u oscuros, mayormente de carácter afanítico, o débilmente porfídicos y de composición basáltica o traquibasáltica. En algunos diques se observa acumulación de fenocristales en la zona central. Debido al enfriamiento rápido, los bordes suelen ser vítreos. Con relativa frecuencia se observan terminaciones digitadas o deflexiones divagantes que salen de un dique. El color verdoso se debe principalmente al proceso de metamorfismo en facies de esquistos verdes que han sufrido. Las asociaciones minerales primarias se reemplazan por minerales, como albita, epidota, clorita, etc.

2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN

2.2.1. Coladas basálticas indiferenciadas atravesadas por abundantes diques (7)

Bajo la denominación de formaciones de transición se designa una serie de coladas basálticas intensamente atravesadas por diques, que no presentan las características propias de algunas de las formaciones del Complejo Basal, pero que tampoco se ajustan a las de la formación basáltica miocena subaérea (Fase miocena), mostrando, por el contrario, características intermedias entre ambas unidades geológicas. Por tanto, y a la espera de datos más concluyentes, se les considera, provisionalmente, como un estadio intermedio o de transición entre el Complejo

Basal propiamente dicho y los episodios basálticos constructivos del edificio estratovolcánico mioceno de Tetir.

En esta área, los afloramientos correspondientes a esta formación se hallan localizados en la zona de Montaña Prieta y Montaña Mazacote, en el límite centroccidental de la hoja.

Mayoritariamente se trata de coladas basálticas de color negro-grisáceo, de características aparentemente subaéreas, si bien en ocasiones, en algunos puntos, muestran rasgos que recuerdan a cuerpos intrusivos. Están atravesadas por una malla de diques basálticos subverticales, cuya densidad puede estimarse entre el 60 y 80% con respecto a la roca caja. Son diques de espesores que oscilan entre 70 cm y 1 m, y en ocasiones de contornos divagantes. Algunos son de naturaleza sálica, pero en una proporción muy subordinada en relación con los de composición basáltica. Sus direcciones dominantes son N60°-70°E y N30°-40°E y por tanto, en buena medida coincidentes con la orientación principal de la inyección filoniana correspondiente al Complejo Basal.

Con alguna frecuencia, entre los diques y coladas basálticas aparecen ojales de rocas ijolíticas y a menudo también una roca verdosa, cuya verdadera naturaleza no se aprecia fácilmente debido a sus características de yacimiento.

En conjunto, esta formación en su base no presenta contactos claramente discordantes con el Complejo Basal, siendo el paso entre uno y otro a veces bastante gradual. Las coladas basálticas pleistocenas procedentes del volcán La Ventosilla sí están, por el contrario, discordantes sobre ella.

Como se dijo antes, atribuir estos materiales al Complejo Basal o los episodios posteriores subaéreos no está claro. Como hipótesis de trabajo, se puede proponer que correspondan a episodios volcánicos claramente subaéreos de zonas internas del estratovolcán basáltico mioceno construido sobre aquél. Su emisión se realizó de forma tardicinemática respecto al campo de esfuerzos regional que provocó la inyección filoniana del Complejo Basal.

2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.3.1. Fase miocena

Las emisiones de la Fase miocena constituyen las primeras emisiones subaéreas de la isla, tras el emplazamiento del Complejo Basal. Representan un período de intensa actividad magmática, que se extiende desde el Mioceno inferior hasta una parte del Mioceno medio. Durante esta fase volcánica se constituyen varios edificios estratovolcánicos, de dimensiones kilométricas, que constituyen el cuerpo principal de la isla. El área cartografiada se halla localizada en un sector de uno de estos edificios miocenos, el denominado edificio norte o de Tetir, por ser en esa hoja donde mejor expuesto se encuentra. Las edades radiométricas disponibles acotan la edad de este edificio entre 20 y 13,6 m.a. si no se considera la edad de 11,8 m.a. de ABDEL MONEM *et al.* (1971) [recalculada por COELLO *et al.* (1992) en 12,2 m.a.], pudiéndose reconocer en él distintos episodios de construcción.

2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

Dentro del Grupo Ampuyenta se incluyen todos los materiales que aparecen debajo de la discordancia sedimentaria de la base del tramo medio. Comprende los materiales de la brecha Ampuyenta y los depósitos epiclásticos asociados, así como los que se encuentran interestratificados con ellos. En esta área, el conjunto del grupo está representado en la zona meridional de la hoja, principalmente en la parte inferior del "cuchillo" de Morro Tabaiba. También se incluye en este grupo la intrusión de Montaña Tindaya.

2.3.1.1.1. Coladas basálticas oliviníco-piroxénicas (8)

Como se aprecia preferentemente en la parte inferior de la ladera oeste de Morro Tabaiba, estas coladas constituyen apilamientos de lava que buzan suavemente hacia el NNE, alcanzando una potencia visible global de unos 150 m. Su base nunca es visible.

En general se trata de coladas poco estructuradas, de morfología "pahoehoe" y potencias medias del orden del metro o metro y medio. Raramente en la secuencia lávica aparecen coladas más masivas y potentes. Son rocas oscuras, vesiculares y de matriz afanítica, en las que destacan fenocristales de olivino y piroxeno, el primero normalmente oxidado. Las vacuolas aparecen con frecuencia rellenas por ceolitas o carbonatos.

Composicionalmente son basaltos oliviníco-piroxénicos si bien a menudo, aparecen en la serie tipos ankaramíticos. En ocasiones, como en la carretera que sube de Tindaya a Vallebrón, en un pequeño barranquito junto a las primeras curvas, se observan rocas microgranudas gabroídes, que parecen intruir en las coladas. Aunque su modo de afloramiento no está claro, podría corresponder, quizá, a un sill.

Uno de los aspectos más llamativos y característicos de estas emisiones lávicas de la Fase miocena es la acusada alteración que presentan. Ésta se manifiesta por un fuerte diaclasado y cuarteado, que hace fácilmente desmenuzable la roca, originando una textura granular muy patente. Este carácter granular es tal que, a veces, puede hacer confundir estas coladas con depósitos piroclásticos, como ocurre, por ejemplo, en la cantera inactiva situada en el collado occidental de Morro Tabaiba.

Hacia el norte, estas coladas van quedando enterradas, hasta desaparecer, aflorando en las partes inferiores de los relieves miocenos, entre los potentes depósitos de vertiente que tapizan sus laderas. Su separación de las coladas superiores se hace, pues, difícil, debido a las escasas potencias visibles que presentan. La aparición de coladas similares intercaladas en otras más potentes de la parte superior de dichos relieves, junto con la falta de discordancias marcadas entre los materiales del Grupo Ampuyenta y los posteriores, así como la escasez de afloramientos, impide saber con exactitud de qué tramo de la Fase miocena se trata.

Hacia el oeste también los afloramientos quedan cubiertos por depósitos de caliche y las exposiciones son cada vez peores. Restos de coladas ankaramíticas pueden observarse también en algunas barranqueras de la ladera norte y nororiental de la intrusión de Montaña Tindaya. En la costa occidental vuelven a aparecer estas coladas debajo de los depósitos sedimentarios plio-

cenos (hoja de Punta de Paso Chico). La edad de 13,2 m.a. obtenida por COELLO *et al.* (1992) resulta demasiado baja para tratarse de los niveles inferiores del edificio, por lo que debe ser considerada con precaución.

El contacto con las coladas basálticas posteriores al Grupo Ampuyenta no siempre es claro y en ocasiones es difícil marcarlo, dada la ausencia de una discontinuidad neta. Una suave discordancia angular parece observarse en la ladera norte de Morro Tabaiba, quedando gradualmente enterradas las coladas del Grupo Ampuyenta hacia el este. En la zona de contacto las coladas inferiores aparecen muy alteradas, constituyendo pequeños acuíferos colgados. Por el contrario, en la ladera sur de este "cuchillo", esta discordancia no es bien visible, habiéndose trazado, por tanto, un contacto supuesto entre los materiales superiores y los del Grupo Ampuyenta.

2.3.1.1.2. Intrusión cuarzo-traquítica de Montaña Tindaya (9)

La Montaña de Tindaya se localiza en la zona suroccidental de la hoja, junto al pueblo del mismo nombre. Aparece como un prominente relieve de 210 m de altura y morfología cónica, destacando sobre una extensa planicie subhorizontal, conocida como Llanos de Tindaya, aislado de otros relieves cercanos.

Sus laderas son muy pronunciadas y están incididas por pequeñas barranqueras, que junto con el coluvionamiento generalizado que las afecta, principalmente en sus partes inferiores, le dan un aspecto bastante erosionado y antiguo.

Se trata de una masa de rocas sálicas, de composición cuarzo-traquítica, cuya naturaleza intrusiva en las coladas miocenas del tramo inferior es únicamente visible en la ladera NE. Atravesando la traquita, existen algunos diques basálticos de direcciones N20°-25°E.

Otros dos afloramientos de composición idéntica, pero de morfología mucho más aplanada, están localizados al oeste de Montaña Tindaya (uno de ellos en esta hoja y el otro, denominado Montañetas del Tebeto, en la hoja de Punta de Paso Chico). Aunque físicamente ambos están desconectados (al menos en superficie), forman parte del mismo conjunto eruptivo, si bien, en ellos, sus relaciones con los materiales adyacentes miocenos no están claras. No ofrece duda, por el contrario, que las coladas basálticas del volcán La Ventosilla rodearon dichos afloramientos e incluso Montaña de Tindaya, aunque el encalichamiento superficial que afecta a toda la zona enmascara la extensión real de estas emisiones.

La "piedra de Tindaya", como se la conoce popularmente, es una traquita de color gris-beige claro, de carácter masivo y coherente, que en algunos casos parece mostrar una textura "arenosa", efecto de la alteración que sufre. Presenta, de manera característica, una disyunción o lajeado subhorizontal, que permite su extracción y empleo para revestimiento de fachadas.

Sin embargo, lo más llamativo de esta roca es la alteración superficial que tiene y que consiste en bandas o laminaciones cruzadas o paralelas, circulares o concéntricas, de óxidos de hierro y manganeso, con tonalidades anaranjadas o rojizas, que imprimen en la roca dibujos muy vistosos.

La problemática de los afloramientos del grupo de Tindaya no radica precisamente en la propia Montaña Tindaya, cuyo carácter intrusivo parece claro, como así fue reconocido ya por autores anteriores. El hecho está en saber si los otros dos afloramientos son también intrusivos o son coladas emitidas por aquélla. Con respecto a Tindaya, HAUSEN (1958) la considera como un domo de lava que llegó a extruir, aflorando actualmente por erosión diferencial con respecto a los materiales en los que intruyó. FUSTER *et al.* (1968) opinan que es un "plug" y MUÑOZ (1969) la considera como un domo endógeno.

Más recientemente, CUBAS *et al.* (1988-89), en su estudio sobre los domos sálicos de Fuerteventura, clasifican a Montaña Tindaya como un domo-colada, cuyas emisiones lávicas corresponderían a Montañetas del Tebeto y el afloramiento intermedio de Llanos de Tindaya. El carácter lávico de ambos es atribuido por ellos basándose en la morfología plana y alargada que presentan. En campo, sin embargo, no hay criterios claros que hagan inclinarse por un carácter lávico o intrusivo, debido a la escasa calidad que presentan dichos afloramientos (insuficiente incisión de la red hidrográfica en ellos, emplazamiento posterior de las coladas de La Ventosilla, encalichamiento, etc., que dificultan la observación).

Del análisis de las conclusiones de CUBAS *et al.* (*op. cit.*) cabe hacer la siguiente observación. Si ambos afloramientos son realmente coladas de lava que surgieron del domo de Montaña Tindaya, habría que suponer un considerable grado de erosión previo en los tramos inferiores de la formación basáltica miocena que permitiera el flujo de la lava por su superficie, después de la extrusión del domo. Considerando las cotas actuales de la cima de Montaña Tindaya (401 m) y las de la base visible de las supuestas coladas (100-120 m), la diferencia de nivel es considerable. Supondría un volumen de cobertera basáltica erosionada importante, que debería haber quedado registrado mediante fuertes discordancias erosivas entre el tramo inferior y los siguientes. Estas discordancias, aunque existen, no son tan acusadas.

Una alternativa, por tanto, a la génesis lávica de Montañetas del Tebeto y el afloramiento intermedio de Llanos de Tindaya es suponer que ambos son prolongaciones subvolcánicas del domo de Montaña Tindaya, de tipo sill. Esta suposición es la que, de manera tentativa, se ha representado en los cortes que acompañan al mapa geológico.

COELLO *et al.* (1992) obtienen una edad de 18,7 m.a. en la Montaña Tindaya, que, en cierta medida, sería acorde con la idea antes expuesta. No obstante, dicha edad, como reconocen ya ese grupo de autores, hay que tomarla con precaución, debido a la alteración hidrotermal secundaria de la roca.

2.1.1.1.3. Brechas líticas Ampuyenta (10)

Afloran principalmente en la ladera occidental de Morro Tabaiba, entre los 260 m y 300 m de cota, donde aparecen intercaladas entre coladas basálticas miocenas. Constituyen las prolongaciones más septentrionales de los extensos depósitos similares que aparecen con mayor desarrollo en áreas situadas más al sur (hojas de Tetir y Puerto del Rosario).

Estos depósitos brechoides no presentan estructuración interna, estando sus componentes distribuidos de manera caótica y mal seleccionados. Están constituidos por una elevada cantidad de

fragmentos líticos muy heterométricos, dispuestos en una matriz arenosa fina de color grisáceo, o rojiza en ocasiones. Tienen formas angulosas y subangulosas, principalmente, mientras que una fracción menor son más redondeados. Sus tamaños medios oscilan entre 3-20 cm, existiendo también tamaños superiores a 40-60 cm e incluso de algún metro cúbico. Son de naturaleza basáltica, predominantemente de tipo olivínico-piroxénico, plagioclásico o afanítico, correspondiendo frecuentemente estos últimos a fragmentos de diques. Fracción juvenil no se ha observado. Asimismo, no es raro encontrar coladas enteras englobadas en los depósitos, removilizadas y rotas, así como diques troceados, indicando que han sufrido un transporte desde sus lugares originales de emplazamiento.

Hacia la parte superior de los depósitos se produce normalmente una mayor ordenación en la disposición de los fragmentos, pasándose, a veces gradualmente, a depósitos epiclásticos bien estratificados y definidos, en algunos casos cartografiados (véase apartado siguiente).

Otros afloramientos, pero de menor entidad, aparecen en pequeñas barranqueras en la ladera sur del valle de Fimapaire, a la altura de Morro del Cabo, semicubiertos por coluviones, y en menor extensión aún, en la ladera sur de Montaña La lengua, donde muestran una potencia de unos 2 m.

2.3.1.1.4. Sedimentos y depósitos epiclásticos (11)

Aparecen íntimamente asociados a los depósitos brechoides anteriores, siempre en su techo, aunque se encuentran también intercalados en las coladas miocenas, indicando cierta coetaneidad entre la actividad magmática y los procesos erosivos. El contacto con los materiales brechoides inferiores es generalmente neto y plano, si bien a menudo se observan cicatrices erosivas en la base de los niveles sedimentarios. Las potencias visibles que presentan oscilan entre 10 y 20 m.

Se caracterizan y diferencian, a la vez de aquéllos, en que muestran una relativa ordenación interna de sus componentes, con alineación de cantos, e incluso a veces granoselecciones positivas. Están constituidos por fragmentos redondeados y subredondeados de rocas basálticas (basaltos olivínico-piroxénicos, plagioclásticos y afaníticos) con tamaños medios según dos modos, 4-15 o 20-40 cm, dispuestos en una matriz arenosa fina y con cantitos milimétricos. A menudo se observan intercalaciones centimétricas de niveles arenosos muy finos. En cuanto a la granoselección, se observan a veces cantos mucho más gruesos en la base de los depósitos, así como menor cantidad de matriz, que van disminuyendo de tamaño hacia la parte superior, a la vez que aumenta la proporción de matriz.

La parte superior de estos depósitos suele presentar una coloración rojiza debido a la rubefacción producida por el emplazamiento de las coladas superiores. En general, están afectados también, al igual que las brechas y lavas que las contienen, por la intrusión filoniana de diques basálticos miocenos.

Tanto estos depósitos sedimentarios como aquellos brechoides se interpretan como el resultado del proceso de dismantelamiento de los tramos bajos del edificio mioceno de Tetir. Se desconocen, sin embargo, las causas iniciales que originaron el comienzo del proceso, pudiéndose

apuntar, entre otras y de manera tentativa, el colapso del edificio debido a determinada actividad sísmica o explosiva.

2.3.1.2. Tramo medio

2.3.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y plagioclásicas (12 y 13)

El volumen principal de materiales emitidos durante la fase volcánica miocena en esta área, está constituido por coladas basálticas olivínico-piroxénicas y plagioclásicas, que configuran la parte intermedia-alta del estratovolcán de Tetir.

Constituyen extensos y potentes apilamientos con estructura tabular que buzan suavemente 10-12° hacia el NNE. Actualmente afloran en forma de estrechos y alargados relieves, denominados "cuchillos" en la toponimia local, que están separados unos de otros por valles también alargados y de fondo plano, que conjuntamente componen uno de los rasgos más característicos y propios del relieve majadero.

Estas coladas se apoyan sobre los materiales basálticos del Grupo Ampuyenta mediante una no siempre bien visible discordancia, dando lugar al cuerpo principal de los "cuchillos". En la ladera oeste de Montaña Tabaiba se ha datado para este trabajo la primera colada del apilamiento por encima de los depósitos de la brecha Ampuyenta (Coordenadas UTM: X=60300 Y=316360). La edad obtenida de 20,27 m.a. debe considerarse alta para el tramo considerado, por lo que debe tratarse del techo aún prolongaciones del inferior, quedando el tramo medio-superior aún más arriba de la supuesta discordancia. Otras edades obtenidas en posiciones estratigráficas más elevadas, para este tramo medio-superior del edificio, en áreas meridionales, dan resultados entre 14,3 y 12, 8 m.a. COELLO *et al.* (1992), lo que está en desacuerdo con la de 20,27 m.a. Esta edad, por tanto, ha de considerarse como dudosa. Se diferencian de las coladas inferiores en que presentan mejor estructuración, tabular en este caso, y en su carácter más masivo y potente, lo que permite separarlas de aquéllas en un tramo diferente más alto. No obstante, en las partes inferiores de los apilamientos pueden aparecer intercalaciones de coladas "pahoehoe", que recuerdan a los tramos inferiores. Otro aspecto notable en ellas es la práctica ausencia o el escaso número de diques que las atraviesa, a diferencia de las coladas anteriores, mucho más afectadas por la inyección filoniana.

Vistas en detalle, las coladas individuales están constituidas por rocas oscuras de matriz afanítica, en la que resaltan en proporciones diferentes cristales de olivino, iddingsitizados prácticamente siempre, y de piroxeno, así como finos listoncillos de plagioclasa. En algunas zonas, el carácter plagioclásico de las lavas es muy llamativo, presentando placas de plagioclasa de hasta 2 cm de longitud, como por ejemplo en el extremo sureste de Montaña La Lengua, el único lugar donde han sido individualizados del resto. No es infrecuente tampoco que aparezcan tipos afíricos intercalados en la serie, que al microscopio presentan algunos caracteres traquitaoides. El desarrollo de vesículas es menos acusado que en las coladas inferiores, y en general, cuando aparecen suelen estar rellenas por productos ceolíticos o carbonáticos. Las potencias individuales de las coladas oscilan entre 1 y 2 metros y con frecuencia desarrollan disyunciones columnares, en ocasiones muy llamativas, como en la ladera norte de Morro Carnero.

A partir de estos prominentes relieves o "cuchillos" de la mitad meridional de la hoja, hacia el norte, la paleotopografía miocena era mucho más baja, estando prácticamente enterrada por materiales volcánicos más recientes y campos de dunas que se instalaron en áreas próximas al litoral. Actualmente, sobresalen, sólo pequeños relieves residuales miocenos entre ellos, donde las condiciones de exposición son bastante precarias debido a los encostramientos de caliche y otro tipo de recubrimientos cuaternarios que los ocultan.

2.3.1.3. *Tramo superior*

2.3.1.3.1. Coladas basálticas plagioclásicas olivínicas (14)

En la parte alta de algunos "cuchillos" (Morro Grande y Montaña del Frontón) aparecen a veces pequeños planchones de coladas basálticas, en ocasiones discordantes con el apilamiento infrayacente, que han sido considerados como un tramo superior o más tardío en la evolución del edificio mioceno del norte. El más claro es quizás el planchón de Morro Grande, inclinado hacia el este, con un potente almagre en la zona inferior. Es una colada basáltica de 1 o 2 metros de espesor, de carácter olivínico y matriz afanítica.

2.3.1.4. *Episodios tardíos*

Se consideran episodios tardíos aquellas emisiones que quedan discordantes con el resto de emisiones del estratovolcán de Tetir y que tienen una distribución irregular dentro del mismo.

2.3.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (14a)

En la hoja se han distinguido como correspondiente a estos episodios finales de la Fase miocena las coladas de la parte alta de Montaña La Oliva, situada al oeste del pueblo del mismo nombre.

El motivo de tal consideración es la aparente discordancia que existe entre la parte superior de la Montaña y la inferior, pues entre ambos están ausentes los depósitos de brechas líticas de tipo Ampuyenta. Correlacionando este cerro con el cercano de Morro Tabaiba, situado al sur, cabría esperar en el primero, y a una cota similar, la presencia de dichas brechas y por tanto una estratigrafía semejante. La existencia, además, de un almagre en la base de las coladas superiores, junto con la ausencia de las brechas, hace pensar en un período de arrasamiento de estas coladas, con la consiguiente erosión de la serie, incluidas las brechas. El emplazamiento posterior de las coladas de la parte superior de Montaña La Oliva, procedentes de un área no conocida, debe corresponder pues a una etapa tardía o final de la Fase miocena.

Por lo que se refiere a estas coladas, muestran características morfológicas similares a las del resto de la fase volcánica. Son de composición basáltica, tienen disyunción columnar potente y presentan un grado de alteración moderado. No se han encontrado tampoco diques que las atraviesen.

2.3.2. Fase pliocena superior

Un extenso período erosivo, que dura aproximadamente 7 m.a. (es decir, entre los últimos 11 y 5 m.a. Mioceno medio-Plioceno), separa las últimas emisiones de la Fase miocena en la isla y las del siguiente ciclo eruptivo. Durante este intervalo se modifica profundamente el relieve, excavándose profundos y amplios valles, que posteriormente son aprovechados como vías de derrame de las emisiones volcánicas siguientes.

La actividad magmática se reanuda en el Plioceno inferior, si bien en esta área no se manifiesta hasta el Plioceno superior, al llegar a la zona coladas procedentes de volcanes cercanos.

Se trata de episodios volcánicos más puntuales y volumétricamente menos significativos que sus predecesores miocenos, en gran medida controlados por fracturas eruptivas de dirección NE-SO, cuya zona axial se sitúa, a grandes rasgos, a lo largo del valle central de Fuerteventura.

2.3.2.1. Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla (15)

Este edificio está situado al sur de las casas de Tindaya, en la esquina noroccidental de la hoja de Tetir. Las coladas que emitió se dirigieron principalmente hacia el oeste, noroeste y norte, cubriendo una extensa superficie que abarca también parte de las hojas de Los Molinos, Punta de Paso Chico y la esquina suroccidental de ésta.

Se asigna este centro de emisión al Plioceno superior, al tomar como referencia de edad de 2,45 m.a. COELLO et al. (1992), obtenida en una colada localizada en la zona comprendida entre Rincón de los Morteros y Punta del Mallorquín (hoja de Punta de Paso Chico).

Este centro de emisión presenta características algo diferentes respecto a otros edificios pliocenos existentes en la isla, ya que la proporción de material piroclástico en algunas zonas del cono es muy escasa o muy inferior a la de material lávico, y la morfología alomada que exhibe parece recordar más a un volcán en escudo que a un cono de tefra estromboliano. Tiene una planta subcircular con dimensiones basales del orden de 1000 m de diámetro y una altura aproximada, desde su base, de unos 65 m. No presenta cráter y sólo se han observado piroclastos en la ladera sur del edificio en unas barranqueras subsidiarias del barranco de las Pilas. Las capas de lapilli, con tamaños comprendidos entre 1,5 y 3-4 cm, buzan unos 50° al O-SO. Las bombas son escasas y tienen composición de basalto olivínico. Englobado en el piroclasto se encuentran abundantes lavas escoriáceas y "pahoe-hoe" vesiculares de aspecto esponjoso, a veces con estructuras cordadas.

En esta área las coladas bordearon por el oeste la Montaña Tindaya, extendiéndose hasta la zona de relieves más altos del Complejo Basal y de la fase de transición que actuaron de barrera por el norte, a la vez que fueron parcialmente cubiertos por ellas. La superficie total cubierta por estas emisiones fue de aproximadamente 25-26 km², si bien gran parte se halla cubierta actualmente por depósitos de caliche que dificultan su observación y delimitación. Los mejores cortes, no obstante, se observan en la costa occidental (hoja de Punta de Paso Chico) y a lo largo del barranco de Esquinzo, el cual en su encajamiento ha seccionado dichas coladas e incluso los materiales sobre los que se apoyan.

Realmente se trata de dos o tres coladas basálticas olivínicas algo vesiculares, apiladas unas sobre otras, con espesores individuales de 2 a 4 m. Tienen asimismo bases escoriáceas y una parte interna masiva, donde exhiben frecuentemente disyunción columnar. Son rocas en general bastantes alteradas y de matriz afanítica, en la que destacan cristales iddingsitizados de olivino. Las vacuolas suelen estar rellenas de ceolitas y carbonatos.

La superficie sobre la que se apoyan las coladas es una discordancia erosiva marcada por la rasa marina de edad pliocena, en la costa oeste. El arrasamiento de los materiales del Complejo Basal y los de la Fase miocena generó una extensa plataforma subhorizontal (rasa marina pliocena) a lo largo de casi toda la costa occidental de Fuerteventura. Esta disposición topográfica más o menos llana del sustrato, así como la elevada tasa de material extruido, entre otros factores, fueron los condicionantes principales que favorecieron la enorme extensión superficial que alcanzaron las coladas de este volcán.

A lo largo de la costa oeste (hoja de Punta de Paso Chico) se observa claramente cómo dichas coladas (dos o tres unidades lávicas) fosilizan los depósitos sedimentarios de la rasa pliocena a una altura entre 10 y 30 m sobre el nivel actual del mar. Su emplazamiento produjo sobre ellos un almagre de color rojizo, como consecuencia del metamorfismo térmico de bajo grado ocasionado.

2.3.3. Fase pleistocena inferior

La siguiente fase volcánica de la isla se produce ya en tiempos cuaternarios y de manera prácticamente continua con las del Plioceno superior, según parece desprenderse de las dataciones radiométricas realizadas por los diferentes autores. El volcanismo desarrollado en esta fase se manifiesta asimismo a lo largo de directrices estructurales importantes en la evolución tectónica de la isla y en general, sus características morfológicas y eruptivas son similares a las de la Fase pliocena.

2.3.3.1. Coladas basálticas olivínicas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (16,17 y 18)

Las emisiones volcánicas de esta fase presentan una considerable extensión cartográfica en esta área, principalmente en la zona oriental, donde se hallan representadas por numerosos centros de emisión, así como por sus materiales lávicos asociados. Es un volcanismo basáltico, de carácter fisural, y medianamente explosivo, con desarrollo de edificios de cinder, a menudo alineados según las directrices fisurales, y coladas de lava que pueden alcanzar extensiones notables, pero sin formar tampoco apilamientos como los de las emisiones miocenas. A escala insular, el volumen de materiales emitidos durante esta fase es también considerablemente inferior al de los basaltos miocenos.

En la Figura 2.1, aparecen representados todos los edificios volcánicos localizados en esta área. Sus características morfológicas y petrológicas están resumidas en la Tabla 2.3.

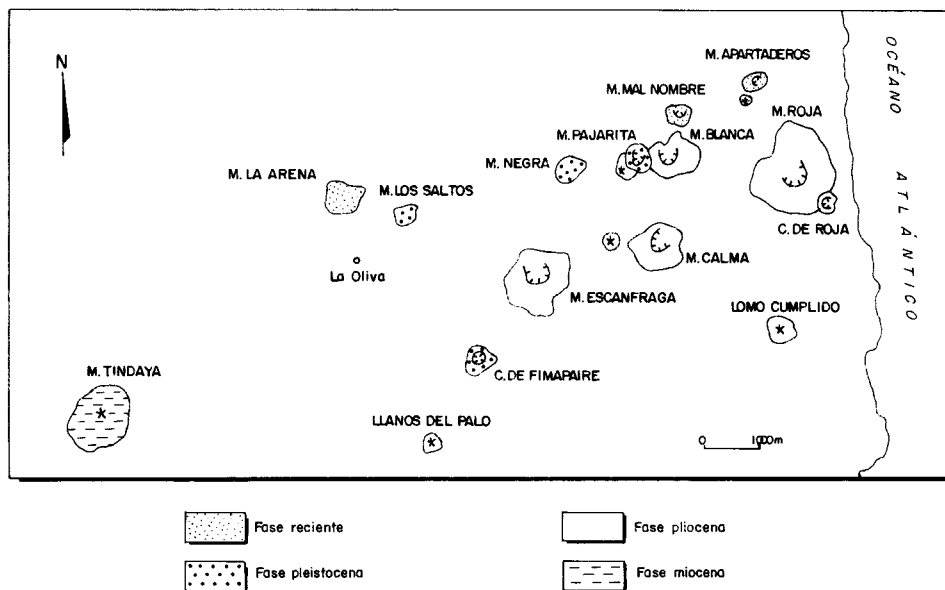


Fig. 2.1. Distribución de los centros de emisión de las Fases miocena y reciente.

Los centros de emisión surgieron principalmente en los valles y zonas bajas del relieve preexistente. A partir de ellos se emitieron coladas de lavas que se canalizan preferentemente hacia la costa oriental, cubriendo grandes extensiones e incluso llegaron a "ganar terreno" al mar. Actualmente, no obstante, su extensión cartográfica está considerablemente reducida, al estar recubiertas en gran parte por coladas basálticas más jóvenes y amplios depósitos cuaternarios superficiales.

Precisamente, cerca de la costa, en la zona de El Veril de Santiago, ha sido datada una de estas coladas en 1,7 m.a. COELLO *et al.* (*op. cit.*), que con otra próxima, de 1,8 m.a. obtenida también por esos autores, en el barranco de la Herradura (hoja de Tetir), asignan estas emisiones a esta parte del Pleistoceno.

Los contactos con las formaciones plutónicas y volcánicas infrayacentes, son claramente discordantes. En los valles orientales de la hoja, su base no es casi nunca visible, al estar los contactos cubiertos. Se detecta, no obstante, la discordancia morfológica en el relleno de dichos valles por las coladas emitidas. Los contactos superiores, es decir, con las coladas basálticas de la Fase pleistoceno medio-holoceno, son también discordantes, adaptándose las más recientes a los pequeños paleo-relieves e irregularidades existentes en estas coladas. En la costa (desembocadura del barranco de Las Pilas y al sur de Calderetilla de Roja) es donde mejor se observan las relaciones entre ambos episodios volcánicos, apreciándose incluso niveles de almárges en las superficies de contacto.

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

EDIFICIO	DIMENSIONES				ESTADO DE CONSERVACIÓN	MATERIALES EMITIDOS
	Cota	Altura	Anchura			
	(*)	(**)	máx.	min.		
Llanos del Palo	280	59	360	300	Bajo, recubrimientos, caliche	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Escanfraga	350	170	800	800	Medio, recubrimientos, caliche	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Caima	160	190	1.000	940	Medio, recubrimientos,	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Roja	60	250	1.500	1.300	Bajo, recubrimientos.	Coladas y piroclastos basálticos
Calderetilla de Roja	50	35	360	260	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Blanca	200	127	960	800	Medio, recubrimientos, caliche	Coladas y piroclastos basálticos
Calderetilla Fimapaire	200	70	520	500	Medio, recubrimientos, caliche	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Negra	200	80	620	480	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Pajarita	230	100	600	500	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Mal Nombre	130	100	460	420	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Apartaderos	80	46	500	300	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Cono adventicio	85	20	160	140	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña Los Saltos	270	70	460	440	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Motaña La Arena	300	120	840	700	Alto	Coladas y piroclastos basálticos

(*) De la base sobre el nivel del mar

(**) Sobre su base

En general, los puntos de salida de las coladas nunca son visibles, al hallarse tapados por piroclastos u otro tipo de depósitos. Sí se observan en algunos edificios, como por ejemplo en Motaña Roja y Escanfraga, coladas que salen de sus cráteres. Su emisión debió originar malpaíses similares a los generados en las erupciones más jóvenes, pero su superficie está ya muy arrasada y cubierta. El contraste morfológico entre las superficies de estas coladas y las de los malpaíses más recientes es el único criterio que permite su separación, ya que composicionalmente no existen diferencias apreciables.

Son coladas basálticas olivínicas de tipo "aa" con zonas superficiales escoriáceas y masivas en el interior, donde desarrollan con frecuencia disyunción columnar, a veces espectacular. Las bases son escoriáceas, con espesores inferiores al metro. Las potencias medias visibles oscilan entre 1 y 3 m, pero pueden llegar hasta 7 m, como en el barranco del Cabaño. En muestra de mano son rocas oscuras, de matriz afanítica y algo vesiculares, con fenocristales de olivino, a veces iddingsitizados. Rellenando vacuolas se encuentran a menudo ceolitas y carbonatos. Generalmente no se observan más de dos o tres unidades lávicas apiladas.

Con cierta frecuencia aparecen en las lavas enclaves de dunita, con tamaños que varían entre 1 y 5 cm y formas generalmente subredondeadas o subangulosas. Suelen tener color verdoso, pero a menudo rojizo debido a la oxidación del olivino. Las mayores abundancias de estos en-

claves han sido observadas en la cantera del barranco del Cabadero (al sur del Parque Holandés o urbanización Puerto de La Oliva), donde suelen estar muy frescos, y también en la costa, principalmente entre playa de los Picachos y punta del Tarajalito. Estos enclaves y otros encontrados en lavas cuaternarias, tanto de Fuerteventura como de Lanzarote, fueron estudiados en detalle por SAGREDO (1969).

En la costa, sobre las coladas basálticas se ha labrado una rasa marina, actualmente a nivel del mar. Sobre ella se han acumulado los depósitos marinos de areniscas y conglomerados de edad erbanense.

Los volcanes pertenecientes a esta fase volcánica son de carácter estromboliano, moderadamente explosivos, y algunos de ellos están alineados según una fisura NE-SO, mientras que otros aparecen aparentemente aislados o fuera de alineaciones volcánicas bien determinadas. Orientados según la alineación mencionada se encuentran Montaña Escanfraga, Montaña Caima y Montaña Roja.

Edificio Montaña Escanfraga. Es un edificio de cinder de grandes dimensiones (aproximadamente 800 x 800 m de diámetro) que surgió sobre el "cuchillo" de Lomo Delgado, al oeste del pueblo de La Oliva. Está emplazado a una cota aproximada de 350-370 m y se eleva unos 150 m-170 m sobre su base, alcanzando la cima 520 m sobre el nivel del mar. Presenta una forma groseramente circular y en su cima se abre hacia el norte un cráter en herradura.

Es un cono de lapillis relativamente consolidados y oxidados, de tamaños medios entre 0,5 y 2 cm, con intercalaciones de mantos de lapillis más gruesos (3-4 cm), bloques y escorias vesiculares. La granulometría del piroclasto, así como su grado de compactación, aumentan hacia la parte superior del edificio. La fracción de bombas es escasa, tiene tamaños entre 20 y 60 cm, formas esféricas y en huso, en ocasiones casi perfectas, a veces de aspecto masivo y pueden presentar zonación en cuanto a su vesicularidad, que es más acusada en los bordes que en el núcleo, aunque también se ha observado lo contrario. El grado de conservación del edificio es moderado-bajo.

Tanto el fondo del Valle de Fenimoy como la ladera norte y en menor medida la sur están cubiertos por los lapillis que fueron dispersados por el viento durante la erupción. No obstante, en la ladera norte, gran parte de estos lapillis pertenecen al propio flanco sur del edificio. El encajamiento posterior del valle y de las barranqueras adyacentes ha puesto de manifiesto espesores, en estos piroclastos de dispersión, del orden de 3 a 5 m.

De este centro de emisión surgieron coladas que cubrieron el extremo norte del relieve mioceño, cayendo luego hacia los valles. Las coladas próximas al volcán son de tipo "pahoehoe", escoriáceas y vesiculares, de composición basáltica olivínica. Debido a los recubrimientos superficiales en el área, no es posible determinar su recorrido total con exactitud. Es posible, no obstante, que las coladas situadas en el fondo del valle al sur de Montaña Caima procedan de este edificio, así como los retazos que existen en el Valle de Fenimoy, semicubiertos por los lapillis de dispersión. En estos casos se trata de coladas basálticas olivínicas potentes y con disyunción columnar.

Edificio Montaña Caima. Está situado al este del edificio anterior, entre el Llano de Caima y el Malpaís de Roja. Su base se encuentra a una cota de 160-170 m y se eleva sobre ella 190

m; tiene forma circular en planta, con una dimensión aproximada de 1.000 x 940 m, perfil cónico asimétrico y un cráter en herradura abierto hacia el noreste.

Es un cono de cinder constituido por escorias y lapillis (1-4 cm) oxidados, de color rojizo-ocre y bombas volcánicas de composición basáltica olivínica. En algunas bombas se han observado núcleos de dunitas, IGME-CSIC (1967). Las partes más inferiores de sus laderas meridionales y orientales están completamente cubiertas por lapillis de dispersión del volcán. Se observa además en estas zonas el piroclasto estratificado, dando la sensación de que las capas de lapilli externas del edificio se han deslizado a favor de la pendiente.

No se observan puntos de salida de coladas, pero es de suponer que parte de las lavas situadas al sureste del edificio hayan salido de él. Por otro lado, las coladas del Pleistoceno medio-Holoceno del área del Malpaís de Roja se superponen a ellas, aflorando ocasionalmente en algunos puntos. Por la presencia de enclaves duníticos, tanto en algunas bombas del cono como en coladas del barranco del Cabadero, se podría pensar, tentativamente, en una posible procedencia de estas últimas de Montaña Caima.

Entre Montaña Escanfraga y Montaña Caima aparece un pequeño depósito de piroclastos oxidados que parecen corresponder, al menos, a un edificio parásito de alguno de estos edificios. El material está muy encalichado y semicubierto por depósitos de vertiente, de tal manera que no es posible reconocer debidamente su morfología.

Edificio Montaña Roja. Es uno de los mayores edificios de tefra de esta área, con una altura sobre su base superior a los 200 m y unas dimensiones en planta que sobrepasan los 1.000 m. Tiene un perfil cónico asimétrico, con el flanco meridional muy inclinado y un cráter (460 m de anchura) abierto hacia el norte.

Está constituido por mantos estratificados de lapillis oxidados, con granulometrías medias entre 1 y 3 cm, alternando con niveles de lapillis más gruesos, incluso hasta de tamaño bloque y por abundantes escorias gruesas vesículas, con formas irregulares. La fracción de bombas es importante, con formas esféricas y en huso y tamaños comprendidos entre 8 y 30 cm, aunque se han observado algunas superiores al metro. En general el estado de conservación del cono es bajo.

En las zonas septentrionales del edificio abundan, asimismo, los materiales piroclásticos formados por lapillis, escorias, bloques y bombas relativamente compactados, recubriendo coladas y sus puntos de salida. Es posible que parte de estos depósitos correspondan a edificios más antiguos ya dismantelados. Englobados en la tefra, aparecen también planchones lávicos y en ella resaltan también algunos diques (N160°-110°E) por erosión diferencial. En general esa área está bastante encalichada y recubierta de cascajo.

Las coladas parece que surgieron de la base del edificio, dirigiéndose hacia el norte y este, y en muchos casos cubren depósitos piroclásticos, como se observa tanto en la costa como en el barranco de Las Lajas. Son coladas basálticas olivínicas de 1-2 m de espesor, con bases de cascajo de hasta 70 cm y zonas internas masivas. Forman apilamientos de varias unidades. En la parte norte del edificio se asientan sobre ellas las dunas pleistocenas del antiguo "Jable" de Corralejo.

Edificio Calderetilla de Roja. Es un pequeño centro de emisión (360 x 260 m) situado en el extremo suroriental de Montaña Roja, con un cráter de 200 m de diámetro abierto hacia el SE y una altura sobre su base de escasamente 35 m.

Está constituido por lapillis oxidados con una granulometría creciente desde la parte inferior del edificio (1-2 cm) hacia la parte alta (3-5 cm). Englobados en el lapilli se encuentran algunas bombas de tamaños entre 20 y 60 cm. El anillo superior está formado por un depósito de bombas y escorias muy oxidadas, de color rojizo, compactadas y soldadas (spatter). El grado de conservación del edificio es también mediano-bajo.

Muy probablemente, este centro de emisión emitió coladas que corrieron hacia el este, estando parte de ellas actualmente cubiertas por las procedentes de Montaña Negra y Pajarita.

Otros edificios pertenecientes a esta fase volcánica son:

Edificio Montaña Blanca. Es un edificio de tefra de perfil cónico asimétrico, de unos 130 a 140 m de altura sobre su base y con un cráter de 360 m de diámetro, abierto hacia el norte. Sus dimensiones en planta son 960 x 800 m, aproximadamente. Se encuentra apoyado sobre coladas basálticas miocenas.

Los piroclastos que constituyen el edificio son escorias gruesas y lapillis de tamaños entre 2 y 6 cm dispuestos en mantos estratificados, con algunos planchones de lava englobados en ellos. Hacia la parte superior aumenta la granulometría y la fracción de escorias y bombas, así como el grado de oxidación y compactación del conjunto. El estado de conservación del edificio es mediano-bajo, con sus laderas inferiores acaravadas y cubiertas por conos de deyección y coluviones.

Salvo algunos planchones lávicos de composición basáltica olivínica intercalados en el cono, no se observan otras coladas directamente relacionadas con este centro de emisión, al estar cubiertas por las emisiones posteriores.

Un aspecto paleoclimático deducible de la orientación N o NE de los cráteres de los edificios mencionados es la dirección de los vientos dominantes durante las erupciones en las que se originaron estos centros de emisión. Esta orientación, junto con la mayor abundancia de piroclastos de dispersión en las laderas meridionales de algunos edificios, indican una componente N-NE de dichos vientos, la cual coincide con la actual.

Al sur de Montaña Roja, cerca del Parque Holandés (urbanización Puerto de La Oliva), se encuentra otro edificio ya muy dismantelado y sin cráter visible, denominado aquí edificio Lomo Cumplido, al carecer de una toponimia específica. Está constituido por lapillis de 1-2 cm de tamaño, con escasas escorias y bombas basálticas, en conjunto todo muy oxidado. En parte se encuentra enterrado por arenas eólicas pleistocenas y por coladas basálticas pliocenas, procedentes de los edificios más occidentales.

Edificio Llano del Palo. Es un pequeño edificio situado en el Valle de Juan Pablo, adosado a la ladera norte del "cuchillo" de Morro Tabaiba, a una cota de unos 280 m. Carece de cráter, tiene forma groseramente circular (360 x 300 m), alcanza escasamente 50 m de altura y sus laderas se encuentran parcialmente encalichadas y cubiertas por depósitos arenoso-arcillosos.

Su estructura interna puede observarse en una pequeña cueva que hay en un barranquito lateral, donde se ve un lapilli poco oxidado (de color negro) de 2-4 cm de tamaño, bloques y escorias. Las bombas son del orden de 10-25 cm, vesiculares en el núcleo y de composición basáltica olivínica.

De este centro de emisión surgieron coladas basálticas olivínicas que corrieron principalmente por el valle de Juan Pablo hasta llegar a la costa. Las partes más proximales de su recorrido se encuentran completamente cubiertas por potentes depósitos de arenas y arcillas, por lo que no son visibles en estos tramos. Son coladas de 1-2 m de espesor, algo vesiculares, escoriáceas en su base y techo y masivas con disyunción columnar en su parte interior.

En su desplazamiento hacia el este, cubrieron el relieve mioceno, cayendo incluso hacia el incipiente Valle de Fenimoy, como se observa en su ladera sur. Las coladas de este edificio se apoyan también sobre las del Edificio La Calderetilla (situado en la hoja de Tetir), otro volcán algo anterior, situado al este.

Edificio Calderetilla de Fimapaire. Está situado entre los "cuchillos" de Morro Grande y Montaña del Frontón, al este de La Oliva, en el collado que separa los valles de La Oliva y Fimapaire. Es un edificio circular, de dimensiones aproximadas 520 x 500 m y perfil de cono truncado por un cráter medianamente definido, de 210 m de diámetro. La cota de emplazamiento es de 200 m y el edificio alcanza una altura de unos 70 m.

En las barranqueras que cortan sus laderas se observa que es un edificio de lapillis, bloques, escorias y bombas, en general bastante oxidados y poco sueltos. El lapilli está dispuesto en niveles o capas estratificadas, que buzan hacia el exterior del edificio, con granulometrías variables de un nivel a otro, entre 0,5-1 y 1-4 cm. Las bombas son de composición basáltica olivínica, tienen formas esféricas y sus tamaños oscilan entre 8-12 y 20-40 cm. En las laderas del edificio abundan cascotes de escorias y lava vesicular.

Las partes inferiores están cubiertas por materiales arenoso-arcillosos, algo encalichados, similares a los que rellenan el cráter, donde tienen espesores visibles de unos 2,5 m.

En el edificio se observan pequeñas escotaduras abiertas hacia el N y NE, por las que pudieron haberse emitido coladas, aunque éstas no son claramente visibles. En cuanto al malpaís que rellena el cauce del Valle de Fimapaire hasta la costa, a primera vista cabe atribuírsele a este volcán, como indican IGME-CSIC (1967) y FUSTER *et al.* (1968). En esta cartografía, sin embargo, se ha considerado que las coladas que originan ese malpaís no proceden de la Calderetilla de Fimapaire, sino del área del volcán Montaña Los Saltos, 3 km al NO de aquél. Tal consideración se basa en que parece observarse cierta continuidad tanto espacial como morfológica entre las coladas que rellenan el Valle de Fimapaire y las del área de Montaña Los Saltos, a través de un malpaís intermedio. En esa zona intermedia, esa continuidad está interrumpida en varios puntos debido a la fuerte antropización que sufre la zona, lo cual dificulta la observación y no permite establecer con seguridad esa supuesta conexión. Por otro lado, las características petrológicas (textura, grado de cristalinidad, etc.) de las lavas del Valle de Fimapaire se asemejan a las de Montaña Los Saltos, y finalmente, el malpaís parece mejor conservado que el cono de Calderetilla de Fimapaire. Por tanto, se considera que un ramal de coladas que surgieron de Montaña Los Saltos durante el Pleistoceno se dirigió hacia el sur, rodeó el cono de Calderetilla

de Fimapaire e inundó el valle del mismo nombre hasta la costa. Estas coladas cubrirían las supuestas coladas emitidas por este último edificio.

Edificio Peñas Caídas. Se ha dado este nombre a un centro de emisión localizado al noreste de Montaña Escanfraga, entre Montaña Negra y Pajarita, sobre el cual parece apoyarse este último volcán. Es un edificio bastante erosionado, sin cráter, constituido por lapillis oxidados y estratificados, entre los que se intercalan bombas volcánicas y algunos planchones de lava de composición basáltica. El tamaño medio del lapilli es de 1 cm, pero aparecen intercalaciones de niveles con granulometrías más gruesas. La fracción de bombas es relativamente abundante, con formas fusiformes y esféricas, de tamaños entre 7 y 40 cm. De la base del edificio surgieron coladas escoriáceas basálticas que se emitieron principalmente hacia el sur.

2.3.4. Fase pleistoceno media-Holocena. Episodios recientes

Constituye el último período de actividad volcánica en la isla, manifestándose con mayor profusión en el sector septentrional que en áreas más meridionales. El estilo y las características volcanológicas de las erupciones son similares a los de las erupciones pliocenas y pleistocenas previas.

Las edades radiométricas disponibles sitúan los episodios más antiguos de este período eruptivo en 0,8 m.a COELLO *et al.* (1992). En esta área, las manifestaciones son más recientes, habiéndose datado una colada en la zona de Las Salinas (cerca de Calderetilla de Roja) en 0,4 m.a. COELLO *et al.* (*op. cit.*), si bien la erupción de Montaña la Arena debe ser aún más reciente, posiblemente del Holoceno tardío.

2.3.4.1. Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra (19, 20, 23, 24, 26 y 27)

Las emisiones correspondientes a esta fase, o último período eruptivo acaecido en la isla, están representadas en esta hoja por varios edificios:

Edificio Montaña Los Saltos. Se encuentra prácticamente en el centro geométrico de la hoja. Es un edificio de tefra, de 70 m de altura, con unas dimensiones aproximadas de 460 m x 440 m y tiene dos cráteres, el mayor en posición cimera y de unos 100 m de diámetro.

Es un cono de tefra de tamaño grueso, constituido por lapillis, bloques, escorias y bombas de color negro, en conjunto relativamente sueltos y con un estado de conservación alto. Los lapillis tienen un tamaño que oscila entre 2 y 6 cm y los bloques 6 a 10 cm. Las bombas son abundantes, tienen composición basáltica olivínica, formas esféricas y fusiformes, con el núcleo a menudo más vesicular que los bordes, que suelen ser vítreos, y sus tamaños más frecuentes se encuentran entre 3-6 cm y 20-80 cm, o incluso pueden alcanzar un metro. No son raros tampoco los planchones lávicos intercalados en el depósito. Hacia la parte alta del edificio aumentan la oxidación del piroclasto y su compactación.

Desde este centro se emitieron numerosas coladas que se desplazaron principalmente hacia el norte y noreste, formando también un extenso malpaís, aún bastante bien conservado. Como

se dijo anteriormente, hacia el sur parece que también corrieron algunas coladas, encauzándose finalmente por el Valle de Fimapaire hasta alcanzar la costa oriental, después de cerca de 10 km de recorrido. Las coladas son auténticas morrenas de bloques y cascotes sueltos, de aspecto caótico, que a medida que se desplazaban formaban largos costillares que se entrecruzaban y superponían, originando taludes frontales y laterales muy desarrollados, con alturas de 2 a 3 m. En superficie, las coladas muestran actualmente una coloración verdosa, algo grisácea, debido a la colonización posterior de líquenes. Bajo esa cobertera superficial, la roca es negra, altamente vesicular y de matriz afanítica, en la que se observan escasos fenocristales de olivino, a veces de color amarillento. La parte interna de las coladas es mucho más masiva y de color grisáceo, según se ha observado en algunas calicatas realizadas para obras urbanas en Villaverde. Al norte, en las zonas más distales del malpaís, se han observado estructuras "pahoehoe" y superficies cordadas en las lavas. Composicionalmente, las lavas son basaltos olivínicos.

A poca distancia, al norte y este del edificio, existen mayores y potentes acumulaciones de coladas, que constituyen una plataforma más elevada sobre el malpaís. Dicha acumulación de lava cerca del centro de emisión es característica en algunos volcanes cuaternarios de Fuerteventura, como por ejemplo en el Malpaís de Corralejo (hoja de Tostón-Corralejo) o en el cercano volcán Montaña La Arena, y en todos los casos parecen corresponder a emisiones finales de lavas más viscosas.

El malpaís que rellena el cauce del valle de Fimapaire está algo más degradado que el resto. No obstante, su morfología original de coladas de bloques caóticos y escoriáceos se conserva aún relativamente bien.

A lo largo del malpaís existen pequeñas depresiones o zonas endorreicas donde se acumulan, por lavado y escorrentía superficial, materiales arenosos-arcillosos de color marrón y escaso espesor. En general su superficie no presenta un encalichamiento acusado, salvo en determinadas zonas, de poco espesor e importancia.

Aunque no se han observado tubos volcánicos de importancia en estas coladas, hay que mencionar la existencia de uno en el barrio de Villaverde, conocido como "la cueva de Villaverde". Tiene cierta importancia arqueológica por haber sido habitado por la población nativa de canarios antiguos, hacia el 1730 ± 50 B.P. al 1070 ± 50 B.P., según dataciones radiométricas de HERNÁNDEZ *et al.* (1988). En dicha cueva se han encontrado también restos óseos de "lobos marinos", la foca monge (*Monachus cf. monachus* (Hermann, 1779) que poblaba las costas de las islas antes de su conquista y que da nombre a la isla de Lobos. Una descripción detallada de estos restos se halla en el trabajo citado y en MECO (1992).

Edificio Montaña Negra. Se encuentra situado al norte de Montaña Escanfraga y se eleva 88 m de altura sobre una base a cota 200 m. Es un edificio de planta casi circular, con unas dimensiones aproximadas de 620 x 480 m y perfil cónico truncado por un pequeño cráter de 200 m de diámetro. En el flanco oriental existe también un pequeño salidero.

Es un cono de piroclastos de color negro, estratificados y relativamente sueltos, excepto en las partes más superiores y externas, donde la compactación y oxidación es mayor. El lapilli tiene tamaños seriados entre 1 y 6 cm, las escorias son gruesas e irregulares y las bombas, relativamente abundantes, tienen tamaños medios entre 8 y 30 cm, si bien también aparecen ejem-

plares de hasta 70 cm. Tienen formas esféricas y fusiformes, con el núcleo más vesicular y los bordes vítreos, siendo su composición basáltica olivínica. El estado de conservación natural del edificio es alto, aunque en sus laderas meridionales existen algunas canteras (ya abandonadas), que alteran su fisonomía original.

Edificio Montaña Pajarita. Se encuentra alineado con el anterior, en una posición más nororiental. Parece apoyarse sobre un edificio infrayacente, el de Peña Erguida, y su base se sitúa a unos 230 m de cota, sobre la que alcanza una altura cercana a los 100 m. Sus dimensiones son del orden de 600 x 500 m. Tiene un cráter doble, alargado y abierto hacia el NNE, cuya anchura es de unos 200 m.

Se trata de un edificio de tefra, constituido por lapillis negros, relativamente sueltos, escorias y bombas, bien estratificados en niveles que buzan hacia el exterior del edificio. Los lapillis tienen tamaños que oscilan entre 0,5-1 cm, entre los que se intercalan niveles algo más gruesos, de 2-4 cm. Las escorias son abundantes, tienen formas irregulares y retorcidas y diversos tamaños. Son bastante frecuentes también las bombas, mayoritariamente esféricas, con tamaños medios entre 8 y 20 cm, algunas incluso de hasta 80 cm y de composición basáltica. Hacia la parte superior del depósito aumenta la granulometría del piroclasto, siendo más abundantes las escorias y los tamaños de tipo bloque.

En general, el depósito piroclástico está relativamente suelto, es decir, es fácilmente ripable y su grado de conservación es bueno, aunque también su morfología original ha sido algo modificada por la apertura de canteras en su perímetro. Actualmente, sin embargo, esas explotaciones están abandonadas.

Estos edificios emitieron gran cantidad de coladas basálticas que corrieron principalmente hacia el norte y sureste, originando extensos y amplios malpaíses que cubrieron las emisiones anteriores y rodearon a sus centros de emisión. En su desplazamiento, las coladas se adaptaron a las irregularidades y desniveles en el relieve mioceno preexistente, como ocurre por ejemplo en la zona de Los Risquetes, en las inmediaciones de Montaña Blanca, donde se observa cómo las lavas cayeron en cascada sobre dicho relieve. En medio del malpaís sobresalen aún algunos relieves miocenos residuales, como el Lomo Sin Nombre o la Montañeta Redonda, que no fueron sobrepasados. Cubrieron gran parte de los depósitos piroclásticos de los edificios anteriores, y en las zonas cercanas al litoral, las coladas cubrieron parte del campo de dunas que se extendía al norte de Montaña Roja.

Desde la zona de Malpaís de Roja hasta la costa oriental es donde las coladas están mejor conservadas, mostrando aún su morfología original. Son coladas basálticas olivínicas de tipo bloque o "aa", que constituyen morrenas de cascotes y bloques escoriáceos, sueltos y muy vesiculares. Debajo de la superficie escoriácea tienen una parte interna más masiva, con disyunción columnar. Las potencias medias observadas oscilan entre 1 y 2 m. En las partes inferiores de algunas coladas se han observado, a veces, lavas de carácter "pahoehoe".

En las zonas más septentrionales, por el contrario, los malpaíses están más degradados, con una superficie más alisada.

Presentan morfología de pequeños montículos suavemente redondeados, con la parte más superficial oxidada y cubierta de líquenes, formada por un mosaico poligonal de bloques vesicu-

lares y oxidados. En las zonas deprimidas entre esos montículos suele existir un pequeño depósito de material arenoso-arcilloso. En general en estas zonas es posible apreciar la potencia de las coladas.

En muestra de mano, las rocas son oscuras, altamente vesiculares, con vesículas redondeadas o subredondeadas, a veces coalescentes, vacías en unos casos o rellenas de ceolitas y carbonatos en otros. La matriz es afanítica y en ella destacan diminutos fenocristales de olivino relativamente frescos.

Por encima de estas coladas corrieron más tarde las lavas de volcanes más recientes, como Montaña del Mal Nombre y Montaña de Los Apartaderos, y al ser sus malpaíses similares a éstos, en algunos puntos es difícil marcar su separación. Al norte de Montaña de los Apartaderos existe una zona de estos malpaíses cubiertos por una delgada capa de arenas procedentes del campo de dunas de Corralejo.

Edificio Montaña del Mal Nombre. Está localizado en la zona nororiental de la hoja, en las cercanías de Montaña Blanca. Es un edificio del perfil cónico, truncado por un cráter (140 de diámetro) abierto hacia el norte, con unas dimensiones aproximadas de 460 x 420 m, y desde su base, situada a cota 130 m, se eleva cerca de 100 m.

Está constituido por lapillis de color negro, con tamaños medios entre 1 y 4 cm, escorias y bombas basálticas, de 7 a 30 cm, en conjunto bastante sueltos y fácilmente ripables. Hacia la parte superior aumenta la compactación del piroclasto y su granulometría, predominando las escorias gruesas y los tamaños de tipo bloque. El estado de conservación natural del edificio es relativamente alto y la pequeña cantera abandonada en el flanco occidental no ha supuesto una grave modificación de su fisonomía original.

En comparación con otros edificios volcánicos recientes de la isla, la cantidad de material emitido por este volcán fue pequeña. Las coladas que surgieron desde su base no alcanzaron gran recorrido (unos 800 m) y corrieron hacia el este, originando un malpaís formado por morrenas de lavas en bloque muy escoriáceas de composición basáltica olivínica. Cerca del punto de emisión se observa también una gran acumulación de lavas, indicativo quizás de una viscosidad notable de las lavas.

Edificio Montaña de los Apartaderos. Está situado al NE del edificio anterior, sobre una superficie subhorizontal, a una cota de unos 80 m sobre el nivel del mar. Es un edificio doble, con unas dimensiones aproximadas de 500 x 300 m y 46 m de altura, compuesto por dos cráteres (100 m de diámetro) abiertos hacia el este. A poca distancia al sur del edificio existe un cono adventicio, pero más pequeño que aquél y sin cráter.

El edificio principal es un cono de piroclastos relativamente gruesos, con lapillis de 2 a 5 cm de tamaño, bloques, escorias y bombas alargadas y esféricas, entre 10 y 70 cm de diámetro, más vesiculares en el núcleo que en los bordes, y de composición basáltica. El piroclasto es de color negro, está poco oxidado, y en general el grado de conservación del edificio es alto. El cono adventicio es realmente un cono de "spatter", formado por abundantes bombas y escorias vesiculares soldadas y compactadas, bastante oxidadas. Tanto este edificio como el de Montaña del Mal Nombre emitieron coladas basálticas que fluyeron hacia el este, hasta entrar en el mar, a unos 1500-1900 m del centro de emisión, cubriendo parte del malpaís pleistoceno. En

la costa, las coladas se confunden con este último. Son coladas o morrenas de bloques angulosos, escoriáceos y caóticos, de potencias inferiores a 10 m. En las coladas emitidas por el cono principal se han desarrollado hornitos, principalmente en los tramos más cercanos al volcán, alguno de los cuales tiene hasta 20 m de altura. Es posible que algunos de ellos hayan funcionado como salideros, es decir, que estén enraizados.

Edificio Montaña La Arena. Se encuentra también en la zona central de la hoja, al norte del pueblo de La Oliva, y es quizás el volcán más reciente de Fuerteventura, probablemente Holoceno tardío. Se trata de un edificio de grandes dimensiones, 840 x 700 m, de unos 120 m de altura, con un cráter circular central (200 m de diámetro), comunicado con otro lateral de menores dimensiones y un pequeño salidero en la parte inferior del flanco nororiental.

El volcán surgió en un amplio valle existente entre los elevados relieves miocenos del sur y sureste y los del Complejo Basal, en la zona occidental de la hoja. Sus coladas fluyeron longitudinalmente a lo largo de él, principalmente hacia el norte, hacia donde estaba abierto el valle y descendía, aunque suavemente, la pendiente topográfica.

El cono está formado por piroclastos de color negro, bien estratificados en capas, poco oxidados y en general bastante sueltos, es decir, fácilmente ripables. Las lapillis aparecen interestratificados en niveles, que muestran granulometrías variables y alternantes, entre 1-3 cm y 2-5 cm e incluso entre ellos aparecen niveles de escorias y bloques, en una proporción bastante alta con respecto al tamaño lapilli. Los bloques tienen formas cuadráticas y las escorias son irregulares y retorcidas y ambos son vesiculares. La fracción de bombas englobadas en el lapilli y escorias es alta, con dos intervalos de tamaños predominantes, entre 7-20 y 30-60 cm, aunque algunos pueden superar el metro. Sus formas más frecuentes son esféricas y en huso, pudiéndose encontrar ejemplares bastante bien conservados. Presentan generalmente una corteza vítrea, afanítica y un núcleo más vesicular, pero algunos son poco vesiculares y bastante macizos en su interior. La composición de las bombas es basáltica olivínica. Englobados en el depósito de tefra aparecen también algunos planchones lávicos. En la parte superior del edificio la capa más externa está más oxidada y compactada. El grado de conservación es alto, y salvo algunas cicatrices en la ladera sur, ocasionadas por de la extracción del picón, su morfología original se halla bastante bien preservada. Tanto el edificio como las coladas carecen de encostramientos calcáreos en su superficie, al contrario que en otros edificios de la zona, lo que es indicativo, en cierta medida, de su carácter más reciente.

A través de fracturas en la base del centro de emisión surgieron numerosas coladas que fluyeron radialmente en todas las direcciones, alcanzando mayor recorrido hacia el norte, donde el punto más alejado del área de salida se encuentra a unos 5 km. Algunas de estas fracturas o fisuras eruptivas son visibles al noroeste y pueden tener longitudes de varios centenares de metros. También, desde el cráter principal rebosaron algunas coladas por el flanco occidental, que al salir marcaron canales de flujo en las paredes del edificio, destruyéndolas en parte. El malpaís originado tiene una superficie aproximada de 12 km² y es similar a otros ya descritos anteriormente, como el de Montaña Los Saltos, con el que en cierta medida se confunde. Está formado por potentes morrenas de bloques escoriáceos y vesiculares, con gran desarrollo de taludes frontales y laterales.

Al igual que en otros edificios de esta área, en la parte oriental de ese volcán hay una enorme acumulación de coladas escoriáceas potentes, que sobresalen topográficamente del resto del malpaís. Se observan en esta zona algunas fisuras por las que salieron gran parte de las lavas que se emitieron hacia el sur. El malpaís presenta una cobertura superficial de líquenes verdosos, amarillos y blancos.

En su recorrido, las lavas de Montaña La Arena cubrieron parte del malpaís de Montaña los Saltos y recubrieron algunos relieves miocenos de poca altura, quedando otros, los que no fueron rebasados, como islotes o relieves residuales en medio del malpaís. Hacia el norte recubren también parte del campo de dunas pleistocenas, como se observa en algunas catas cerca de Lajares. También, en varios puntos a lo largo de la carretera La Oliva-Lajares, se observa cómo estas coladas se apoyan sobre coladas "pahoehoe" de aspecto más antiguo, correspondientes quizás a un malpaís anterior o a un episodio precedente de este mismo volcán. Su recorrido hacia el sur fue más corto, encontrándose el frente actual de las morrenas a escasa distancia del casco urbano de lo que es hoy el pueblo de La Oliva.

Además de coladas de bloques y cascotes escoriáceos, se emitieron, en los primeros estadios, coladas más viscosas, que se encuentran preferentemente en zonas distales del centro de emisión, en las inmediaciones de Lajares. Son lavas de carácter "pahoehoe", delgadas (<1 m) y vesiculares, que fueron cubiertas y sobrepasadas, en algunos casos, por las lavas escoriáceas posteriores. En su superficie se ha desarrollado un diaclasado poligonal en forma de mosaico (o de las) bastante espectacular, con arcos que pueden tener hasta un metro de diámetro y la convexidad apuntando hacia el norte, lo que indica que las lavas proceden del sur. Al tener estas coladas un aspecto muy similar a las lavas antes citadas como supuestamente anteriores a éstas en Lajares o en la carretera La Oliva-Lajares, su separación en campo es extremadamente difícil.

Todas las lavas emitidas por el volcán Montaña La Arena muestran una matriz afanítica muy vesicular, en la que destacan algunos fenocristales de olivino y son de composición basáltica olivínica.

Otro aspecto característico de las coladas de Montaña La Arena es el desarrollo de tubos volcánicos en algunas zonas del malpaís, siendo relativamente abundantes en el área del Sobrado de la Palma. Los tubos observados tienen alturas cercanas o superiores a un metro y longitudes de hasta 2 o 3 m, con aberturas debido al desplome del techo (jameos) en algunos puntos de su recorrido. Las paredes interiores son bastantes lisas y no es frecuente encontrar estalafilitos (goterones). La corteza externa muestra una superficie lisa o cuarteada en mosaico y a menudo está abombada y agrietada. La formación de este tipo de cavidades volcánicas debió favorecer el que las lavas alcanzaran gran recorrido desde su centro de emisión, al preservarse durante más tiempo del enfriamiento.

2.3.4.2. Depósitos de caliche (21)

La formación de costras de caliche o encostramientos calcáreos es un proceso bastante extendido a lo largo de toda la isla, afectando con mayor o menor intensidad a los diferentes materiales geológicos según su edad.

En esta área, donde mayor desarrollo alcanzan es en el sector occidental, donde afecta principalmente a los materiales del Complejo Basal, a las coladas miocenas y a parte de las plio y pleistocenas. Aunque el proceso de encalichamiento se haya generalizado en dichos materiales, no siempre tiene sobre ellos una potencia suficiente como para considerarlo una unidad cartográfica importante, por lo que sólo se ha indicado en la zona donde su espesor y continuidad es notable. El encalichamiento afecta también con cierta intensidad a algunos depósitos detríticos, como son las dunas pleistocenas y los depósitos de ladera (conos de deyección y coluviones). Con respecto a los materiales volcánicos cuaternarios, sólo las coladas y piroclastos de la Fase pleistocena inferior muestran encostramientos en algunos puntos, aunque de poca importancia, mientras que en los más recientes el encalichamiento está ausente.

Con respecto al origen de estos depósitos, su formación parece estar íntimamente relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, en los que alternan períodos húmedos y cálido-secos. El agua acumulada en los niveles superficiales del subsuelo asciende por capilaridad al evaporarse durante los períodos secos, impregnando la roca las sales carbonatadas concentradas en él.

2.3.4.3. Arenas y conglomerados. *Rasa marina jandiense (entre +1 y 2 m)* (22)

Las variaciones eustáticas del nivel del mar han quedado registradas por la aparición a lo largo de la costa de diversos niveles marinos fosilíferos a diferentes alturas, que ponen de manifiesto la actuación de movimientos en la vertical desde tiempos antiguos.

Reflejados en la costa de esta área se encuentran dos tipos de depósitos marinos cuaternarios. Los más antiguos, correspondientes al inicio del Pleistoceno superior, fueron descritos por MECO (1975, 1977) y denominados jandiense más tarde por MECO *et al.* (1986, 1987). En general estos depósitos se distribuyen discontinuamente por todo el litoral de la isla, estando especialmente bien conservados en la costa sur y sureste, desde la Punta de Jandía hasta Pozo Negro. Localidades singulares son Matas Blancas (hoja de Istmo de La Pared) (yacimiento de *Strombus bubonius*, declarado bien de interés cultural), Pozo Negro, por su posición estratigráfica respecto a dunas pleistocenas datadas por radiocarbono [MECO y PETIT-MAIRE (1989)] y Las Playitas, escogida como localidad tipo por su estratigrafía más completa y por su contenido paleontológico preservado bajo un coluvión antiguo [MECO (1986a, 1986b, 1988, 1990)]. En esta área aparecen también de manera discontinua en diversos lugares sobre las coladas pliocenas. Así pueden observarse en Los Pedruscos, Playa de los Picachos-Punta El Fuerte y Caleta de las Palomas-Costa Roja, prácticamente siempre junto con los depósitos marinos erbanenses, las cuales suelen aparecer en pequeñas cubetas labradas en ellos (véase apartado 2.4.1.).

Los depósitos jandienses están constituidos por areniscas biodetríticas calcáreas de color claro, algo grisáceas, que cementan a techo un conglomerado de cantos basálticos y engloban abundante fauna marina. Se sitúan en la zona intertidal, pudiendo encontrarse, como ocurre en otras zonas, hasta un máximo de unos 5 m sobre el nivel medio actual del mar.

La fauna, preferentemente acumulada en el antiguo cordón litoral, se caracteriza por la presencia (un cuarto de la población muestreada, aunque no sea en esta zona) de un grupo de origen ecuatorial africano no viviente en la actualidad en Canarias. Se trata de los *Strombus*

bubonius Lamarck, *Conus testudinarius* Bruguiere, *Harpa rosea* Lamarck, *Murex saxatilis* Linné y el coral *Siderastrea radians* (Pallas). Esta arribada de fauna ecuatorial viene acompañada de una extraordinaria proliferación de lapas del grupo *Patella ferruginea* Gmelin, de gran tamaño y morfología muy variada (la mitad de la población muestreada) y también una mayor abundancia de *Thais haemastoma* (Linné) (una quinta parte de la muestra). El restante y escaso 2% de la población está constituido por una quincena de especies entre las que figuran *Cymatium parthenopaeum* (von Salis), *Charonia nodifera* (Lamarck), *Cantharus viverratus* (Kiener), *Conus papilionaceus* Bruguiere y *Spondylus gaederopus* Linné.

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

2.3.4.4. Arenas eólicas consolidadas (25)

La formación de campos de dunas litorales es un hecho bastante frecuente a lo largo del registro geológico de Fuerteventura, desde el Plioceno hasta la actualidad, destacando entre estos últimos, por su extensión y vistosidad, los de Corralejo ("Jable" de Corralejo), en el norte, y los de la zona de Jandía, en el sur de la isla. En esta área, las formaciones dunares mejor representadas son las de edad Pleistoceno superior, localizadas principalmente en la zona de Cañada Melián, en el extremo noroccidental de la hoja y también a lo largo del barranco de las Pilas, donde tienen menor extensión, pero son igualmente espectaculares y de fácil acceso. Otros afloramientos de menor importancia se encuentran cerca de la urbanización Puerto de La Oliva, lugar también conocido como Parque Holandés. Es probable, no obstante, que algunos niveles más bajos de arenas tengan incluso una edad pliocena.

Estas etapas de eolización se produjeron durante períodos climáticos de régimen árido, interrumpidos sucesivamente por períodos o épocas lluviosas. Como consecuencia de la acción dominante de los vientos de componente NE, se acumularon a lo largo de la costa grandes cantidades de arenas que constituyeron campos de dunas de considerable extensión. Durante esta época, el Pleistoceno superior, es decir, entre 120.000 y 10.000, aproximadamente, la situación paleogeográfica de la costa norte de Fuerteventura era muy diferente a la de hoy. La línea costera pleistocena se encontraba a varios kilómetros hacia el interior de la actual, a no mucha distancia de las laderas septentrionales de los relieves miocenos de la zona norte de la isla, Montaña La Lengua, Montaña del Calvario, Sobrado de la Palma, Montaña de la Costilla, La Mareta y Huriamen, estos tres últimos situados ya en la hoja de Tostón-Corralejo.

Las erupciones del Pleistoceno medio-Holoceno, correspondientes a la Fase volcánica reciente de la isla, tuvieron lugar precisamente en esa paleocosta pleistocena, y los materiales emitidos, que originaron el enorme Malpaís de Corralejo (hoja de Tostón-Corralejo), ganaron terreno al mar, extendiendo la línea de costa varios kilómetros hacia el norte. El límite costero pleistoceno quedó así retirado hacia el interior de la isla, marcando pues, a grandes rasgos, los arenales de Cañada Melián y de alrededores de Lajares, su antigua situación.

Como se observa en la cartografía, estas dunas se apoyaban principalmente sobre las formaciones volcánicas miocenas que configuraban la costa norte, pero también sobre coladas basálticas pleistocenas, que procedentes de volcanes situados en esta hoja, se habían canalizado hacia esta costa. Esto último, aunque no está reflejado en esta área, se puede observar en algunas zanjas y cortes naturales en la zona de Lajares-El Quemado, en la hoja del norte. En la costa oriental, las coladas y piroclastos del área de Montaña Roja, que en esa época constituirían también los límites de isla, sirvieron de base para la instalación de estas formaciones arenosas.

La acción continua de arrastre de la arena por el viento fue extendiendo los depósitos cada vez más hacia el interior, sepultando la topografía previa. En los relieves más elevados y que no fueron sobrepasados, las arenas aparecen adosadas a sus laderas, como se observa en toda la zona de Montaña Blanca y Montaña del Fraile o en el barranco de las Pilas, donde las dunas cubren las laderas inferiores de Montaña Roja.

Como consecuencia de la actividad volcánica posterior en toda esta área septentrional de la isla, la dinámica del "jable" pleistoceno quedó interrumpida. Así, las coladas que originaron los malpaíses de la zona nororiental de la hoja, el Malpaís de Corralejo e incluso las emisiones del volcán Montaña La Arena, cubrieron parte del campo de dunas.

La baja consistencia de estos depósitos arenosos ha favorecido que sobre ellos se haya originado una red de drenaje de tipo dendrítico, como consecuencia de la acción de escorrentía de las aguas superficiales. Esta actividad erosiva en la zona de Cañada Melián o en el barranco de las Pilas ha profundizado incluso a veces hasta el sustrato donde se apoyan estas dunas, excavando cárcavas y barrancos de paredes verticales y fondo plano, que permiten apreciar su constitución interna, donde se muestran estructuras propias de deposición eólica y potencias de arenas del orden de 20 a 25 m.

Observando en detalle estos depósitos arenosos, se aprecia que son arenas calcáreas bioclásticas, de grano fino, con estratificación cruzada, formadas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos, que están cementadas por un cemento calcáreo. Incluidos en ellas aparecen enormes cantidades de gasterópodos de tierra, así como de nidos de antophoras. Son frecuentes también, dentro de la arena, los moldes arenosos de vegetales samófilos, nivelillos de cantos subangulosos y a veces pequeñas bolsadas de materiales aluviales. En la parte superficial de los depósitos suele existir una costra de caliche.

PETIT MAIRE *et al.* (1986, 1987), MECO y PETIT MAIRE (1989), aprovechando las secciones transversales excavadas en las arenas, favorablemente expuestas en los barrancos, tanto en esta área, como en otras cercanas, han establecido una estratigrafía más o menos fina en estos depósitos. Reconocen al menos cinco episodios dunares, separados entre sí por niveles de gasterópodos, que datan por radiocarbono, determinando al mismo tiempo unas condiciones paleoclimáticas específicas en las islas orientales del archipiélago durante esta parte del Cuaternario. El régimen climático caracterizado por la aridez que representan las dunas quedaría sucesivamente interrumpido por intervalos más húmedos o lluviosos, que favorecen el crecimiento y desarrollo de vegetación xerofítica, con la consiguiente colonización de gasterópodos de tierra de tipo *Hemicycla glasiana* (Shuttleworth), *Rumina decollata* (Linné), varias especies de *Helicella sp.* y la proliferación de himenópteros perforadores de la arena (nidos de

antophora). Estas pausas lluviosas en el régimen árido quedan delatadas también por la terminación de las dunas bioclásticas y la aparición de huevos de aves, probablemente de pardela que, según WALKER *et al.* (1990), está extinta y clasifican como *Puffinus holei*, que aprovecharían el cese de los vientos para nidificar. Además, las dunas en su terminación contienen a veces también una proporción más elevada de arcilla que forman un paleosuelo poco desarrollado y que indica, asimismo, un cambio climático que afecta al régimen de vientos. Al restablecerse las condiciones áridas, la invasión de arena cubriría las comunidades vegetales y animales allí desarrolladas, hasta el siguiente episodio lluvioso que traería consigo de nuevo la vida. El proceso se repetiría así al menos cuatro o cinco veces.

En cuanto a la edad de estas formaciones arenosas, ROGNON y COUDÉ-GAUSSEN (1987) y el grupo de autores anteriormente mencionado realizan diversas dataciones C-14 en los niveles de gasterópodos, tanto en esta área como en otras del sur de la isla, obteniendo edades entre 30.000 y 10.000 años. Entre 24.000 y 30.000 años quedarían situados los depósitos de la zona de Cañada Melián, mientras que los más recientes, de unos 10.000 años, es decir, de comienzos del Holoceno, corresponderán a los de Jandía, en el sur de la isla. Una edad intermedia parecen tener los depósitos de la zona de Corralejo.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

Se agrupan en este apartado aquellas otras formaciones sedimentarias cuaternarias sin una precisión determinada de su edad.

2.4.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5 y 1,5 m) (28)

Depósitos marinos correspondientes al Holoceno superior y denominados erbanense (de Erbaní, el antiguo nombre de Fuerteventura) por MECO *et al.* (1987) y MECO (1988), se encuentran en pequeños tramos discontinuos a lo largo de todo el litoral de la isla, a alturas que oscilan entre 0,5 y 1,5 m.

La localidad tipo es La Jaqueta (hoja del Istmo de la Pared), en el sur de la isla, en la que pueden observarse dos pulsaciones, la última datada por radiocarbono en 1.400 años, cortada por un socave que se correspondería con la pequeña edad glacial de la Edad Media, un poco antes del año 1000.

En esta área aparecen en diversos puntos, como son, por ejemplo, la Punta El Fuerte, La Puntilla, Hoya del Domingo, Playa de los Picachos, Costa Roja, etc. y, donde con frecuencia hay también depósitos jandienses. Están apoyados sobre coladas pliocenas o pleistocenas, en forma de "beach rocks" en la zona intertidal, a menudo también en cubetas labradas en los depósitos jandienses, en desembocaduras de barrancos o en cordones litorales algo más altos que el actual (y más bajos que el jandiense). En cuanto a su altura con respecto al nivel actual del mar, ésta oscila entre 0,5 y 1,5 m, quedando cubiertos normalmente durante la pleamar.

Están constituidos por una arenisca de grano fino, muy compactada y con fauna, con un conglomerado encima de cantos fundamentalmente basálticos. A veces en la parte inferior hay

una arena eólica de color marrón-anaranjado, también compactada. La potencia del conjunto es del orden de 20 a 30 cm y el color global es más bien oscuro.

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

Las diferencias principales entre los depósitos jandienses y erbanenses, además de su posición altimétrica, podrían resumirse en:

- La fauna jandiense contiene elementos ecuatoriales, fundamentalmente *Strombus bubonius*, mientras que la fauna erbanense se caracteriza por la abundancia de *Theridium vulgatum*.
- El conglomerado y el cordón litoral erbanenses contienen clastos de la arenisca jandiense. El conglomerado y el cordón litoral jandiense sólo contiene clastos basálticos.
- El conglomerado jandiense tiene un color claro-rosado (un poco asalmonado) en su matriz. El conglomerado erbanense o contiene arenas volcánicas muy negras o arenas extremadamente blancas (tipo "jable") bioclásticas muy recientes.

2.4.2. Arenas eólicas sueltas. "Jable" de Corralejo (29 y 30)

En el área cartografiada aparecen algunas zonas cubiertas por arenas eólicas sueltas, de edad reciente, aunque no ocupan la extensión que tienen en otras áreas. Uno de los afloramientos principales se encuentra en la zona de Cañada Melián, donde los depósitos están emplazados sobre las arenas eólicas pleistocenas. El otro se halla en la zona nororiental de la hoja, donde constituye los límites más meridionales del "Jable" de Corralejo, la formación de arenas recientes más importantes y llamativa de la zona norte de la isla. Gran parte de estas arenas, sin embargo, proceden de la removilización de los depósitos eólicos más antiguos, sobre los cuales suelen apoyarse.

El "jable" de Corralejo es un campo de dunas de unos 14 km² aproximadamente, formado a partir de los 2.000 últimos años como consecuencia de la acción dominante de vientos de componente N y NE. Su dinámica de funcionamiento persiste aún hoy en día, aunque en parte seriamente amenazada por la fuerte presión antrópica que soporta en sus inmediaciones. Se encuentra asentado, en parte, sobre coladas basálticas pleistocenas, pero también sobre formaciones arenosas del mismo tipo más antiguas y compactadas, que a veces afloran en las zonas interdunares.

Dada la escasa extensión que tiene esta formación eólica en esta área, sólo se hará una breve descripción de los depósitos, pudiéndose encontrar una más detallada en la memoria de la hoja

de Tostón-Corralejo, donde está mejor representada. Asimismo, CRIADO (1987) realiza un estudio geomorfológico de este campo de dunas.

Estos depósitos eólicos están constituidos por arenas blancas de grano fino (entre 0,1 y 0,5 mm), sueltas y móviles, que están formadas principalmente por fragmentos de caparazones calcáreos. Las dunas presentan morfologías diversas, principalmente de tipo barján, aunque también aparecen simples montículos de arena, con formas alomadas. Sus tamaños oscilan entre 8 y 12 m de altura, 100-200 m de longitud en el lado tendido de barlovento y ángulos de 30-35° en la cara de sotavento. En general presentan un buen estado de conservación. La acción constante del viento moviliza la arena de las dunas, depositando una delgada capa sobre los malpaisés circundantes.

2.4.3. Conos de deyección indiferenciados (31)

Estos depósitos aparecen localizados en las laderas de aquellos relieves donde las diferencias de altura son mayores y los materiales son fácilmente movilizables. Alcanzan un especial desarrollo en la zona noroccidental de la hoja y a lo largo de gran parte de los valles situados entre los "cuchillos" miocenos.

Son formas de acumulación de contorno triangular con un vértice o ápice en la zona de emersión, abriéndose en abanico en la dirección de la pendiente. A menudo varios de ellos entran en coalescencia cerca de su salida (aunque no han sido individualizados en la cartografía), originando una extensa rampa, que en las partes inferiores y distales de los relieves enlaza y se confunde con depósitos de rambla, contribuyendo a suavizar la topografía original. En la zona noroccidental, estos depósitos llegan a ponerse prácticamente horizontal, apoyándose sobre la antigua plataforma de abrasión pliocena de la costa occidental (hoja de Punta del Paso Chico).

Generalmente, están incididos lateralmente por barranqueras y acaravamientos que los individualizan, y en ocasiones, si el corte es profundo, llegan al sustrato sobre el que se apoyan, permitiendo ver, además, su estructura interna. Son depósitos detríticos mal seleccionados, constituidos por abundantes fragmentos angulosos y subangulosos muy heterométricos, de naturaleza variable según la litología de los relieves que se dismantelan: en general, predominan los fragmentos de composición basáltica, mientras que en los depósitos adosados a relieves del Complejo Basal hay una elevada proporción de gabros, piroxenitas, etc. La matriz que envuelve estos fragmentos es de tipo arenoso a terroso, de grano medio-fino, o arcilloso, y en ocasiones con fuerte componente eólico, presentando estratificaciones y abundantes nidos de antophoras. En algunos casos, como en el área de Montaña Escanfraga, el material detrítico de la matriz se encuentra mezclado con lapillis procedentes de dicho edificio. Frecuentemente el material está fuertemente compactado y afectado por un encalichamiento superficial bastante generalizado, mientras que en otros casos el depósito está relativamente suelto, indicando pues una diferencia de edades en su formación, la cual no fue tenida en cuenta en la cartografía. En las partes distales y ya horizontalizadas es frecuente el desarrollo de procesos edáficos.

2.4.4. Depósitos arenoso-arcillosos (32)

Donde mayor extensión y potencia alcanzan es en los alrededores del pueblo de La Oliva y en los valles de Juan Pablo-Llano del Palo, Fenimoy y Fimapaire. Son asimismo importantes en las inmediaciones de Montaña Escanfraga y Caima y a ambos lados del barranco del Cabadero. Ocupan un área más reducida en las zonas deprimidas de los relieves alomados de Rosa de los Negrines y Montaña de la Quinta.

Se apoyan sobre todo tipo de materiales, tanto miocenos como pliocenos, incluso más recientes, si bien las coladas de Montaña La Arena parecen emplazarse sobre ellos. En general suelen ocupar morfologías planas, como son los fondos de valles, pero también cubren sus laderas, mostrando mayor inclinación.

Estos depósitos de naturaleza arenosa-arcillosa tienen una coloración marrón-anaranjada, son de granulometría generalmente fina y a veces de carácter pulverulento. En la zona de La Oliva pueden alcanzar potencias de hasta 5-7 m (observadas en zanjas excavadas para diversas obras), siendo también notables en los fondos de algunos valles y mucho más reducidos en los afloramientos próximos a la costa. En los valles se han observado frecuentes abarrancamientos en ellos y en algunas zonas encharcamientos después de fuertes lluvias.

2.4.5. Coluviones y derrubios de ladera (33)

En esta área donde alcanzan especial desarrollo es en las laderas de los relieves más elevados, que son los apilamientos de basaltos tabulares miocenos y Montaña Tindaya. Forman abanicos de materiales clásticos, a veces muy potentes, bien individualizados y definidos, aunque en ocasiones coalescentes, pero generalmente con menos desarrollo lateral que el de los conos de deyección.

Están constituidos por acumulaciones caóticas de bloques y cantos angulosos heterométricos, de composición similar a la de los relieves donde están apoyados y empastados en una matriz detrítica, de carácter terroso y arcilloso. En las laderas del Valle de Fenimoy y Fimapaire es frecuente en ellos una elevada proporción de material piroclástico de tamaño lapilli o ceniza, procedente de los volcanes cercanos.

A menudo están cortados lateralmente por torrenteras, que ponen de manifiesto la existencia, a veces, de varias generaciones de coluviones, estando los más antiguos más compactados y encalichados y cubiertos por aportes más recientes. En las partes terminales se confunden con depósitos aluviales y pueden tener también desarrollos edáficos.

2.4.6. Terrazas aluviales (34)

El escaso desarrollo de la red hidrográfica en esta área no ha favorecido la formación de este tipo de depósitos. Se ha cartografiado una superficie aterrazada en el barranco de Esquinzo, al norte de Montaña Tindaya.

Se trata de un depósito aluvial, constituido por arenas y cantos de diversa naturaleza, principalmente basáltica y traquítica, está en menor medida. Están levantados unos 3-4 m por encima del cauce actual del barranco.

2.4.7. Depósitos de barranco (35)

Se incluyen aquí los materiales sedimentarios que rellenan los cauces de los barrancos y ramblas. Habitualmente, estos no constituyen cursos permanentes de agua, dada la escasa pluviosidad del área, pero en determinadas épocas transportan gran cantidad de materiales, funcionando con carácter altamente torrencial.

Son depósitos constituidos por materiales groseros, generalmente arenas y gravas, con una cierta proporción de limos. Los fragmentos tienen un grado de redondeamiento considerable y tamaños que reflejan una alta heterometría. Su naturaleza es muy diversa, en función de los materiales drenados por el barrancos. Destacan así los tipos basálticos olivínicos, olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos. En barrancos como el de Esquinzo y adyacentes, se encuentran además fragmentos plutónicos propios del Complejo Basal: gabros, ijolitas, sienitas, etcétera.

La potencia de estos depósitos generalmente no es visible, dado el bajo grado de incisión de la red de drenaje en ellos. En algunos barrancos, como en el de Esquinzo o en determinados valles, pueden verse espesores que oscilan entre 1 y 1,5 m.

2.4.8. Playas de arenas (36)

Los depósitos de playa a lo largo del litoral de esta hoja tienen en general poca importancia, en parte por el potencial de arrastre en estas costas. Se encuentran, no obstante, pequeñas y estrechas franjas de materiales arenosos en la playa del Jablito, así como en la playa de la desembocadura del barranco de las Pilas. A partir de la playita del Porís hacia el norte, el desarrollo de las playas es sin embargo mucho mayor (ver hoja de Tostón-Corralejo).

La mayor parte de estos depósitos costeros se encuentran en la desembocadura de los barrancos, como el del Cabadero, el Conejo o Fimapaire, y están constituidos por gravas re trabajadas y una pequeña proporción de arena procedentes del material transportado por los barrancos. Cuando existen acumulaciones arenosas, se trata de arenas finas, en ocasiones bioclásticas, de un color dorado "apagado", debido a la fracción acompañante de minerales y fragmentos rocosos oscuros.

3. TECTÓNICA

Del análisis estructural de los elementos volcano-tectónicos del archipiélago canario, se deduce que la formación y distribución de sus siete islas estuvo controlada por un campo de esfuerzos cortical, aunque la generación del magma haya sido mantélica. En la isla de Fuerteventura esta

deducción resulta aún más evidente, pues tanto su forma alargada y alineada con Lanzarote, como la estructura del Complejo Basal definen con claridad este campo de esfuerzos.

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

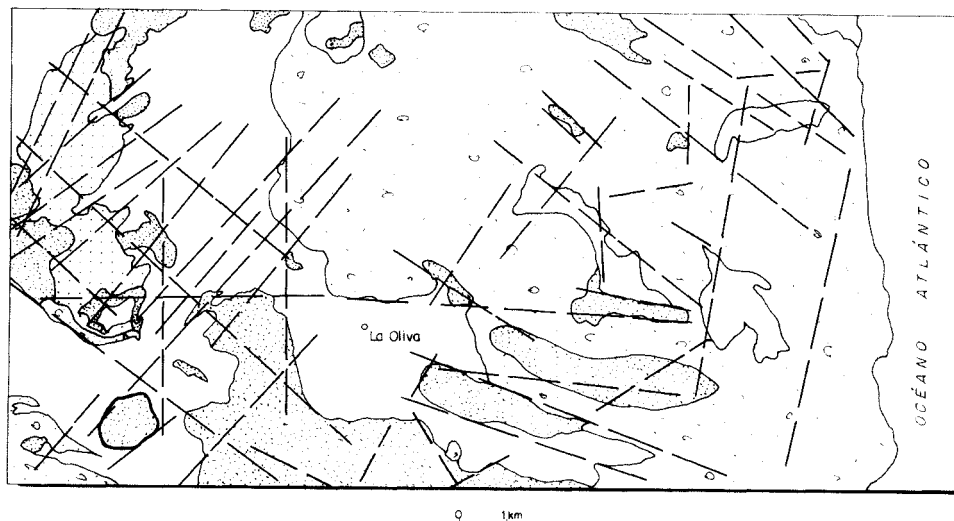
El análisis de los elementos volcano-tectónicos en Fuerteventura ha puesto de manifiesto la existencia de dos campos de esfuerzos que, en parte, se superponen en el tiempo y en el espacio, pero que son de escala distinta. Hay un campo regional, que es el que primero comienza a actuar, el cual desde el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

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

También, otro ejemplo de la variabilidad del campo de esfuerzos está en la intrusión de estructuras "ring complex" como el de Vega de Río 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 análisis de las estructuras volcánicas y tectónicas está basado tanto en los elementos regionales



LEYENDA

- Recubrimientos sedimentarios
- Volcanismo cuaternario
- Volcanismo mioceno
- Complejo basal

Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.

(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 La Oliva están representados los dos principales dominios de la isla: el Complejo Basal, en la franja oeste de la hoja, y el dominio subaéreo en el resto. Dentro de este último, afloran los relieves residuales septentrionales del estratovolcán mioceno de Tetir y grandes extensiones de malpais del volcanismo pliocuaternario, que emitió largas y frecuentes coladas hacia el mar en dirección este. Tanto el tipo y abundancia de lineamientos como la densidad y situación de algunos elementos volcano-tectónicos (por ejemplo, direcciones de los diques) son algo diferentes en uno y otro dominio.

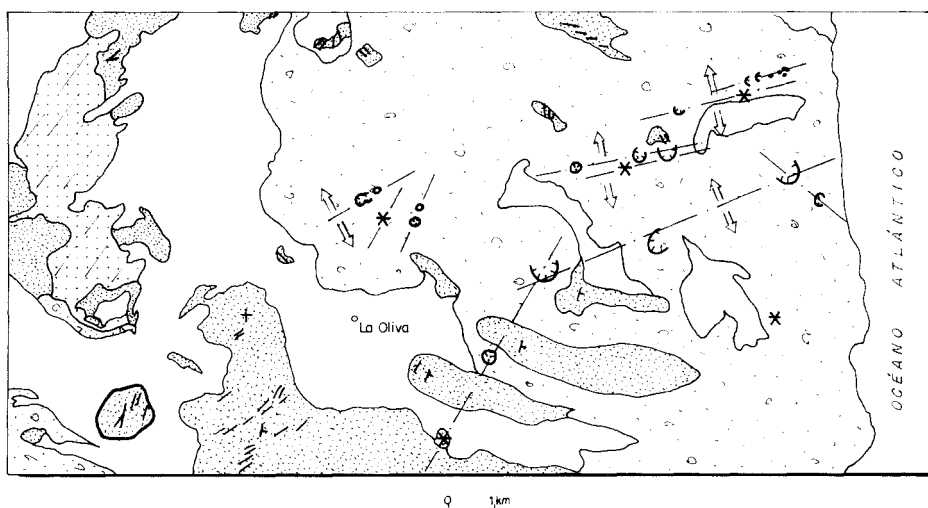


Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

— En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1), realizado solamente con los datos de la base altimétrica, se puede observar que el Complejo Basal y los tramos más bajos de los basaltos miocenos del estratovolcán de Tetir presentan lineamientos preferentes con dirección $N40^{\circ}E$, coincidentes con el campo de esfuerzos de dilatación regional de la isla. En el dominio subaéreo, esta dirección está peor representada, en detrimento de la $N100^{\circ}-130^{\circ}E$, que se manifiesta en los tramos medios y más altos de los basaltos miocenos. La presencia de esta última dirección, la distribución cartográfica de dichos basaltos y sus buzamientos suaves hacia la costa oriental parecen definir una geometría estratovolcánica, en la que el centro de un gran edificio estuviera situado hacia el oeste, por la zona del Complejo Basal. Así, los lineamientos con direcciones $N100^{\circ}-130^{\circ}E$ representarían directrices de debilidad radial desarrolladas sobre las laderas del supraedificio, sobre las que posteriormente se excavaron los valles amplios que separan los "cuchillos". Aunque en menor intensidad, los lineamientos de dirección $N130^{\circ}E$ también aparecen en el Complejo Basal, superpuestos

a los más frecuentes y dominantes de N40°E. Esta superposición podría entenderse como el cambio de régimen en los esfuerzos, desde un régimen de dilatación lineal regional a otro de compresión vertical más local que apareció durante el desarrollo del estratovolcán de Tetir, una vez relajado el regional.

De una manera difusa, en los límites laterales del "Valle Central" (zona deprimida entre el Complejo Basal y los "cuchillos" de basaltos miocenos) se aprecian lineamientos N-S concordantes con la dirección general del valle. En esta hoja no se han detectado claramente fracturas con esta dirección que indiquen una génesis tectónica para dicho valle.

— En el esquema de los elementos volcano-estructurales (Fig. 3.2) hay dos estructuras volcánicas mayoritariamente representadas: los sistemas de diques y las alineaciones de centros de emisión, ambos productos de fracturas eruptivas. En el Complejo Basal, la red filoniana presenta una posición subvertical y mantiene una dirección prácticamente constante de N40°E, con densidad diferente según el material que atraviesa. En los materiales encajantes de las series plutónicas pueden llegar hasta densidades del 80-90%, de inyección filoniana frente a la roca caja, mientras que las últimas unidades de gabros sólo están atravesadas por <30% de diques. Esta progresividad en la intrusión de las unidades plutónicas va ligada con la intensidad y desarrollo del campo de esfuerzos regional que actúa desde el Paleoceno superior. Así, las primeras unidades plutónicas ultracalinas de la hoja (que lo son además de todo el Complejo Basal de la isla) están afectadas no sólo por una intensa malla de diques básicos según una banda NNE-SSO, sino que sus materiales (melteigitas, ijolitas y sienitas) están afectados por una intensa fracturación a meso y microescala, bien visible en todos los afloramientos de la hoja. Esto refleja una larga historia de fracturación frágil que viene actuando desde el enfriamiento de estas rocas hasta su emplazamiento tectónico en superficie ya en tiempos del Mioceno.

Los materiales lávicos denominados zonas de transición entre el Complejo Basal y los basaltos miocenos (Montaña Prieta) continúan estando afectados por la banda de dilatación lineal NNE-SSO, tal y como lo indica la intensidad y dirección de los diques que la atraviesan. Estos esfuerzos regionales van decreciendo su intensidad con el tiempo, aunque aún las lavas de los tramos inferiores de los basaltos miocenos y la intrusión traquítica del Tindaya se emiten bajo el régimen de esfuerzos extensional regional; así es como lo indican la dirección alargada NNE-SSO del afloramiento traquítico y los diques basálticos que atraviesan tanto a dicho cuerpo intrusivo como a las brechas y lavas basálticas. Sin embargo, en los afloramientos aislados de este ciclo basáltico mioceno de la zona norte de la hoja, los diques tienen direcciones muy variables, entre las que predomina la regional N35°-40°E, junto a otras N100°-110°E, similares a las encontradas un poco más al norte en los afloramientos de la hoja Tostón-Corralejo. La explicación a esta variabilidad de direcciones debería estar en la interferencia entre los campos de esfuerzo regional y el comprensivo local del estratovolcán de Tetir.

Dentro de esta hoja, el volcanismo pliocuaternario se manifiesta con frecuentes centros de emisión. Muchos de ellos se distribuyen según fracturas eruptivas entre N20°E y N80°E. Dentro de este volcanismo, y siguiendo criterios de cronología relativa, se pueden distinguir dos subgrupos. El más antiguo está formado por edificios plioleistocenos, que se disponen según las siguientes fracturas eruptivas:

–Alineación Montaña Pajarita I -Montaña de Blancas. Tiene una dirección N65°E y está compuesto por dos conos, el primero sin cráter y el segundo, de mayor tamaño, tiene un cráter redondeado.

–Alineación Montaña Escanfraga -Montaña Caima -Montaña Roja. Tiene una dirección subparalela a la anterior a N50°E y la componen tres grandes edificios subredondeados con cráter en su cumbre. El último de ellos presenta una pequeña caldera adventicia (Calderetilla de Roja) que define una fisura a N135°E casi ortogonal a la anterior.

Aunque de manera incierta, hay otros centros, como Morro Carnero (sur de la hoja) y La Caldera de Fimapaire, que pudieran alinearse con Montaña Escanfraga, según una fractura N35°E.

Por último, dentro de este subgrupo hay otro pequeño cono sin cráter en Lomo Cumplido que parece aislado de las fracturas principales anteriores.

En el segundo subgrupo de volcanes más recientes (cuaternarios), las fracturas eruptivas por donde se emitieron son, de alguna forma, repeticiones de las direcciones anteriores. Así, las fracturas existentes son:

–Alineación de Montaña de los Apartaderos y hornitos asociados. Conforman una pequeña fisura con dirección N75°E. El edificio principal es doble, con dos cráteres abiertos al NNE en la misma dirección por donde corrieron las coladas. Los hornitos se alinean en esta misma dirección dibujando perfectamente la fisura eruptiva.

–Alineación Montaña del Mal Nombre-pequeño cono al sur de Montaña de los Apartaderos. Realmente, está tan próxima a la alineación anterior que prácticamente puede considerarse la misma, aunque aparezca ligeramente desplazada hacia el sur.

–Alineación Montaña Negra-Montaña Pajarita II. Esta fractura parece una reactivación de la de Montaña Pajarita I-Montaña de Blancas, en tiempos más recientes. Sobre la Montaña Pajarita I ha surgido un nuevo volcán con un cráter doble, abierto según una dirección N10°E. Por su parte Montaña Negra, es un cono subredondeado, con un pequeño cráter circular cerrado en su cumbre.

–Conjunto de Montaña Arena-Los Roques-Montaña de los Saltos. Constituye un conjunto de edificios distribuidos según tres fracturas subparalelas. La primera está constituida por un cráter principal doble y otro más pequeño adventicio en su ladera. Se alinean según una dirección N45°E. La segunda son dos pequeños conos sin cráter alineados a N30°E. La última está formada por un cráter principal redondo y otro adventicio en su ladera NE, que dibujan una fisura N30°E.

Como resumen de este volcanismo pliocuaternario, puede decirse que durante ese período una nueva dilatación lineal respecto a la que había dominado en el Complejo Basal se estableció en esta zona norte de Fuerteventura. Con mucha más evidencia, esta nueva dilatación puede observarse en la vecina isla de Lanzarote, por lo que hay que pensar en que su influencia es de ámbito regional. Este nuevo régimen tectónico de esfuerzos extensionales aparecen en dirección ONO-ESE, causando la fracturación por la que se emitieron las lavas pliocuaternarias. Las lavas corrieron hacia el mar, encajadas en parte por los valles excavados en el estratovolcán de Tetir.

Los movimientos en la vertical que ha sufrido esta parte de la isla son poco apreciables en esta hoja, ya que las coladas pliocuaternarias han ganado terreno al mar, cubriendo las líneas de paleocosta y con ellas las antiguas rasas marinas, sobre todo la pliocena. Solamente se aprecian, pos-

terior al período plioceno, pequeños afloramientos de rasas marinas jandienses y erbanenses que indican muy ligeros movimientos verticales durante dicho período, pues la primera se encuentra entre +1 y 2 m y la segunda a +1 m sobre el nivel del mar actual. Estas cotas son las mismas que pueden observarse con continuidad desde la costa norte hasta Tarajalejo.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

Desde el punto de vista litológico, la superficie de esta hoja queda dividida en 3 sectores muy bien diferenciados: los 2/3 de la mitad norte, ocupados por basaltos de los episodios cuaternarios y de la Fase pliocena superior. Los 2/3 de la mitad sur de la hoja, ocupados por materiales de la Fase miocena. El resto se halla ocupado por materiales del Complejo Basal. El comportamiento geomorfológico de los distintos tipos de materiales está muy bien diferenciado. Por lo que se refiere a la morfología volcánica, sólo aparece bien señalada en los materiales más recientes, Ciclo cuaternario, representada esencialmente por malpaíses con diferente grado de conservación, y con una menor importancia areal, por conos volcánicos con un grado de conservación variable. En cuanto a los materiales de la Fase miocena postampuyenta, ha sido su estructura en coladas superpuestas, buzantes suavemente hacia el este, lo que ha ejercido el principal control erosivo, con un desarrollo inicial, verosíblemente, de una red consecuente, que ha incidido el paquete de coladas olivínico-piroxénicas, provocando el retroceso de las vertientes laterales del valle y la formación de interfluvios con áreas superficiales mínimas y de gran extensión longitudinal (cuchillos).

Por lo que se refiere al tercer gran sector de la hoja, que corresponde al dominio del Complejo Basal, se trata de la zona con una mayor edad geomorfológica (y litológica) en toda la hoja. Al corresponder a materiales en donde la estructura no juega un papel de la importancia que en el sector antes descrito, y debido a su modo de emplazamiento, presentan un comportamiento más homogéneo, dando lugar a relieves masivos, con formas redondeadas suaves, a lo que contribuye también el que se hallen recubiertos parcialmente por depósitos eólicos, que en algunos puntos presentan un fuerte encalichamiento. El resto de la superficie de la hoja tiene una importancia mucho más secundaria, por lo que sólo se hará mención a ella en el apartado de fases generativas del relieve.

La mayor capacidad degradativa la presentan los materiales correspondientes a la Fase miocena post Ampuyenta, lo que se expresa en varias generaciones de depósitos de vertiente, conos de deyección, mantos coluviales, etc., apoyados sobre las laderas de los vallles encajados en estos materiales. Los materiales del Complejo Basal, debido a su mayor compacidad, son más propicios al desarrollo de amplios glaciares erosivos, muy bien preservados. En las superficies recubiertas por materiales más modernos, la degradación ha sido preferencialmente por alteración química, lo que ha permitido la preservación de las características morfológicas originales con una génesis volcánica.

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

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Los materiales correspondientes al Complejo Basal (CB) son los que permiten reconstruir el relieve más antiguo en esta hoja. En el momento actual, la disección ha separado totalmente los materiales del Complejo Basal de los de la Fase miocena, por lo que no se puede deducir, con total seguridad, cuál era el relieve hacia el final del Mioceno en esta hoja. Sin embargo, subsisten algunos indicios de un posible relieve finimioceno, o al menos de la topografía finimiocena, tanto en el relieve de los materiales del Complejo Basal, que drenan claramente (Cañada de Melián) hacia el norte o hacia el este (Barranco del Vallito, de los Espárragos, de los Enamorados), como hacia el sur (barranco de Agua Salada, de la Morriña, de los Caideros). El hecho de que al oeste de Tindaya las coladas del Plioceno superior fosilicen ya una red de drenaje procedente del CB, con dirección sur, parece así confirmarlo.

Por otra parte, en el cuarto NE de la hoja aparecen emergiendo entre los malpaíses cuaternarios varios relieves residuales que marcarían una dirección de la red de drenaje hacia el N. o el SO (Montaña de la Lengua, Lomo Sin Nombre). Todo ello apunta hacia un giro en las direcciones de la red de drenaje desde el E hacia el O confirmando una proximidad del límite N. de la isla con las cercanías del borde norte de la hoja de La Oliva. Sin embargo, esto no puede permitir resolver el problema de la separación entre el CB y la Fase miocena, que como antes se adelantó, no aparece registrado en esta hoja. Otros datos que confirman la antigüedad del paisaje finimioceno representado en esta hoja son la superposición de edificios volcánicos, como Escanfraga, Montaña de Caima, Montaña Roja, a crestas desarrolladas sobre materiales de edad post Ampuyenta. En consecuencia, puede suponerse, al menos, la existencia de ese relieve finimioceno en todas las líneas de drenaje desarrolladas sobre materiales del CB y materiales de la Fase miocena. En la zona del CB, esas redes de drenaje fosilizadas por materiales procedentes de los volcanes pliocenos y cuaternarios permiten, sin embargo, deducir un dato más sobre la evolución del relieve de la isla aquí. En efecto, se ha señalado una serie de superficies y de glaciares de erosión que irradian desde los bordes del relieve residual del CB y que deben ser previos a la definición del sistema de disección antes mencionado como finimioceno. Se trata de una sucesión de replanos alineados entre Montaña de Blanca y Montaña La Oliva que corresponden a la divisoria actual entre los barrancos de Esquinzo y Cañada Melián. La existencia de relieves residuales como Montaña Blanca, La Oliva, o la sucesión alineada entre Montañeta Negra y Montaña Prieta, parece representar claramente un proceso de degradación normal, lo que también parece probar, la existencia de sistemas de glaciares adosados a los restos de superficies antes mencionados como a los relieves residuales del CB que dominan todo el conjunto (Montaña Blanca, Montaña La Oliva). Similares puntos de vista son sostenidos por MARTÍNEZ DE PISÓN y QUIRANTES (1990).

Un nuevo dato de edad podría darlo la edad asignada a la rasa pliocena, sobre la que se apoyan los abanicos de piedemonte que, en su parte apical, se incluyen en el extremo occidental de la mitad norte de la hoja, que fosilizan una rasa de abrasión de edad también pliocena. Así, los

relieves residuales, como los restos de superficies de aplanamiento antes aludidos, corresponderían, por tanto, al relieve previo a ese Plioceno, tentativamente asimilable al finimioceno.

En esa época, entonces, se habría establecido ya una línea de costa (véase memoria de la hoja de Tostón-Corralejo), cuyos límites mínimos vendrían indicados por los afloramientos de relieves residuales de la Fase miocena, como indica el progresivo decrecimiento de los mismos en altura, a medida que se desplazan hacia el norte. Éstos, a veces, se hallan recubiertos por malpaíses cuaternarios (Los Risquetes) y otras continúan emergidos por encima de los campos de lava, actuando durante las fases de volcanismo más recientes como deflectores de las coladas de lavas (Coto del Coronel, Sobrado de la Palma).

Durante la Fase del Pleistoceno inferior van a predominar los procesos de acreción (volcánica) sobre los de degradación. Como consecuencia de ello se va a producir la colmatación de valles como el de Los Llanos del Palo, que va a quedar a una altura superior que la del fondo del valle adyacente, de presumible igual edad de formación (valle de Fimapaire). Conviene, sin embargo, considerar la posibilidad de que en Los Llanos del Palo se repita el mismo caso que en el Valle Chico, situado más al sur, donde un retroceso de vertiente que ha tenido lugar desde el oeste ha dejado colgado hacia el este el valle desarrollado sobre la Fase miocena. En el caso de Los Llanos del Palo, las coladas que proceden del centro de emisión allí situado puede ser que hayan fosilizado un relieve previo. Ello explicaría el que sus coladas, habiendo corrido tanto hacia el E como hacia el O, por igual, debido a la posición elevada de ese valle colgado, halla permitido la conservación del escarpe inicial, si bien algo amortiguado por la acumulación de coladas basálticas pleistocenas. De otro modo sería difícil explicar por qué no ha existido una similar cantidad de aportes hacia el valle de Juan Pablo. Así, Los Llanos del Palo, Valle Chico y Valle Grande y posiblemente, La Matilla (véase hoja de Tetir para estos dos últimos casos) serían un ejemplo de como, por fenómenos de captura desde el O se ha producido una fosilización de valles activos y bien desarrollados, que inicialmente drenaban hacia el E. Otra posible explicación a esta anomalía podría ser la de una relación del fenómeno antes descrito con un accidente tectónico que hubiera producido una rotura del valle en cabecera (véase memoria de Tetir y su hoja geomorfológica). No existen pruebas que permitan sostener esta teoría, al menos en esta hoja. En efecto, el mismo modelo de degradación de vertientes en los alrededores de Montaña Tindaya, con un desarrollo general de glaciares de acumulación que han sido indicios por la red actual, como la forma en la que tiene lugar la degradación del borde O de la depresión del valle de Juan Pablo, indican un proceso de evolución para las formas adyacentes al supuesto accidente, perfectamente normal, sin que ningún dato permita relacionarlas con movimientos de hundimiento o basculamiento. En este caso, igualmente el relieve residual de Tindaya, que puede calificarse como un "inselberg" y que al no tratarse de un edificio volcánico exógeno, sino endógeno, confirma también esa degradación, más rápida en la zona O de la hoja, tal vez por el tipo de materiales implicados MARTÍNEZ DE PISÓN y QUIRANTES (1990) que el de la parte E de la misma. Este vasto proceso de degradación asimétrica debió de ser previo al de la actividad volcánica pliocena, y se podría situar, tentativamente, entre el Mioceno terminal o finimioceno, a falta de datos más precisos.

Durante la siguiente etapa, en el Pleistoceno, el volcanismo es bastante activo en el área correspondiente a esta hoja. Por una parte, se forma la mayoría de los extensos malpaíses que ocupan el tercio NE de la hoja. Estas coladas, de tipo "aa", se van a instalar sobre un relieve previo, a veces expuesto subaéreamente, a veces intuido por inflexiones o irregularidades apre-

ciables en superficie, en zonas como Los Risquetes. Esta etapa queda mejor expresada en la hoja de Tostón-Cotillo y parece corresponder a ella un cierto avance de la superficie de la isla hacia el norte (sobre todo).

La etapa generativa del relieve que corresponde al Pleistoceno marca también un caso insólito, como es el del volcán pleistoceno superior de Montaña de los Saltos, que va a canalizarse hacia el mar, al E, a través del valle de Fimapaire, eludiendo el volcán de Fimapaire. Ello implicaría un fondo de valle para Fimapaire aún más profundo que el actual, al final del Plioceno, y tal vez, una cierta colmatación del valle de Juan Pablo por sedimentos o productos volcánicos, que por una parte explicarían su fondo plano y amplio, y por otra que la colada de la Montaña de los Saltos no se hubiese desviado hacia el oeste al entrar en la depresión de Juan Pablo.

Durante el Pleistoceno medio-Holoceno tiene lugar la emisión de hasta tres generaciones de coladas basálticas, de las que sólo dos tienen un reflejo morfológico apreciable, en forma de malpaíses, ahora bastante degradados por alteración y vegetación. Sin embargo, el avance de estas coladas se va a realizar fosilizando un relieve previo, desarrollado sobre materiales de la Fase miocena, dando lugar a la existencia de relieves semienterrados, como los que se exponen, recubiertos en su mayor parte por caliches desarrollados sobre materiales eólicos, que serían por lo tanto previos. Así, podría asociarse con los niveles marinos registrados en esta hoja y correspondiente al Pleistoceno, una etapa eólica, que va a invadir las zonas adyacentes a la costa y que luego quedará fosilizada por las coladas pleistocenas y aislada de su área fuente. Su situación, entre las dos coladas pleistocenas y fosilizada por ambas, hace suponer que sea anterior a las dos.

La existencia de estas etapas de eolización es bastante frecuente, ya que hacia el final del Pleistoceno vuelve a producirse un nuevo período de eolización que se conserva en el NE de la hoja (El Porís) y al NO (Cañada Melián). Es en esta última zona en donde alcanzan mayores proporciones, recubriendo las partes bajas del relieve excavado en el Complejo Basal. Con posterioridad se va a producir una nueva actividad volcánica, últimos episodios de la Fase reciente, que va a fosilizar estas arenas eólicas, asignadas al Pleistoceno. El choque entre las estructuras volcánicas y eólicas está particularmente bien expuesto en determinadas zonas, como la Rosa de los Negrines, Lomo de la Rosa, etc.

El aislamiento del área fuente de estas arenas eólicas es especialmente aparente en la hoja adyacente (Tostón-Corralejo), en donde se puede ver cómo el drenaje de la cuenca desarrollada sobre el Complejo Basal se va a ver frenado por el conjunto de malpaíses de Corralejo-isla de Lobos. Esto va a dar lugar a un proceso de retroalimentación. En efecto, si bien las aguas van a percolar a través del malpaís la Montaña Arena y sobre todo de las arenas que éste debe recubrir, la acumulación y el lavado de arenas producida por el movimiento de las aguas va a permitir, además de la individualización de los granos, su movilización por el viento, dando lugar a los campos de dunas actuales, activos, como los de Montañeta de Cho Juan, o los de la llanura aluvial entre Majada de la Pila y Montaña del Calvario. Este carácter casi endorreico de las aguas en esta vertiente norte de Cañada Melián da lugar a acumulaciones de sedimentos como los de Rosa de Negrines o Cervantes.

En la cabecera de la cuenca, en la base de Montaña Blanca, el sistema de drenaje incide los depósitos eólicos, dando lugar a una red dendrítica bien diferenciada.

Ya en una etapa final, se deben situar las fases de coluvionamiento y conos de deyección, sólo observables en aquellos puntos en donde afloran materiales de la Fase miocena. Lo mismo ocurre con los abanicos de piedemonte, representados en el extremo NO de la hoja y que recubren la rasa pliocena, sin verse afectados por los depósitos eólicos pleistocenos, aunque incidiéndolos en las zonas de cabecera (barranco de Cho Cruz).

Igualmente, puede asignarse a esta fase final la formación de los depósitos marinos (borde E de la hoja), clasificados como formaciones sedimentarias recientes. Su edad, al asociarse a rasas elaboradas sobre coladas volcánicas de edad holocena (véase hoja de Tostón-Cotillo) y en algún caso fosilizadas por ellas, parece contemporánea, o incluso posterior a la Fase reciente. En la costa E aparecen estos depósitos de una forma casi continua desde el borde sur de la hoja hasta la Playa de la Cazuela. En algunos puntos (Punta del Tarajalito), las coladas se superponen a niveles de playas y dunas, indicando una cierta estabilidad de la situación del nivel del mar en esta costa. Sin embargo, lo más frecuente en el tramo arriba indicado es la existencia, por debajo de la playa actual, de un nivel de playa fósil, fuertemente cementado ("beach rock"), que se halla en proceso de degradación por la erosión marina actual.

Ese nivel marino con sus correspondientes cordones de cantos de tormenta (se han cartografiado dos paralelos a la línea de costa actual) corresponderían al Holoceno y son incluidos por los autores MECO *et al.* (1987) y CRIADO (1988) en el erbanense.

En los tramos de costa, entre la playa de la Cazuela y la Playa del Porís, con excepción de las desembocaduras de los barrancos, se desarrolla un pequeño acantilado de 2 a 3 m de altura.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

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

Asimismo, se clasifican las formas de acuerdo con la naturaleza del agente geodinámico que las ha originado: *endógeno* (volcanismo) o *exógeno* (viento, río, mar o movimientos de gravedad).

El relieve de la hoja es de origen volcánico, generalmente representado por formas primarias; sin embargo, tanto el Complejo Basal como los materiales miocenos han sufrido toda una serie de procesos (erosivos fundamentalmente), que les han dado una morfología totalmente diferente.

4.3.1. Formas volcánicas

4.3.1.1. Conos volcánicos

Aparecen con gran profusión en las dos últimas fases: pleistocena inferior (Montaña Roja, Cai-ma, Escanfraga, Calderetilla de Roja); pleistocena media-holocena, en dos generaciones: la primera, Montaña Negra y Pajarita y la segunda Montaña de Los Saltos, y finalmente, en los episodios más recientes: Montaña de los Apartaderos, del Mal Nombre y la Arena.

Los conos correspondientes a la etapa pleistocena inferior se hallan medianamente conservados en aquellos casos de mayor envergadura, aunque con las superficies exteriores de caída muy degradadas e incididas por acarcavamientos y con depósitos de conos de deyección en su base. En otros casos de menor tamaño, por ejemplo Llanos del Palo, apenas se distingue otra cosa que la morfología convexa del edificio, ya muy rebajado por la erosión.

Los conos correspondientes a la etapa pleistocena media-holocena se hallan mucho mejor conservados y sólo han sufrido una leve degradación, conservándose, incluso, la forma completa del cráter.

4.3.1.2. Superficies de colada

Están prácticamente presentes en la mayor parte de la hoja. Pueden agruparse en tres tipos: superficies pliocenas, pleistocenas inferiores y pleistoceno medio-holocenas. Aunque los materiales volcánicos más antiguos (Fase miocena) deben de tener el mismo origen, han sufrido una degradación erosiva tan intensa que su aspecto actual difiere demasiado del inicial como para incluirlos en este apartado.

Superficies de colada pliocenas y pleistocenas inferiores

Están presentes en Llanos del Palo, entre el barranco del Cabadero y el de Fimapaire. Son las más degradadas de todas y conservan malamente la morfología original. Están, por el contrario, mejor representadas en el borde SO de la hoja, enlazando con la base del "inselberg" de Tindaya y con su origen en el centro volcánico de La Ventosilla (hoja de Tetir).

Superficies de coladas Pleistoceno medio-Holoceno

Representadas por un malpaís en el tercio NE de la hoja, se relacionan con topónimos en un caso (Malpaís de Roja), y en este mismo parecen reflejarse, en su vecindad a la costa E, sucesivos frentes de colada, como así se interpretan las irregularidades de esta superficie. En otros casos (Los Risquetes), también las coladas parecen haber fosilizado irregularidades en el sustrato.

El malpaís que procede del edificio de Montaña de Los Saltos parece haber dado lugar a la única colada de desarrollo lineal existente en esta hoja. Esta colada se encauza según el valle de Fimapaire. Hacia el norte, por el contrario, las emisiones procedentes de la Montaña de Los Saltos van a dar lugar a un extenso malpaís, que se diferencia, claramente, de otro más moderno, con el que limita por la izquierda, por su grado de conservación. Por lo general, todos estos malpaíses se hallan bastante degradados por alteración e implantación de vegetación.

En cuanto a las superficies de las coladas de los últimos episodios, son las que proceden del centro de emisión Montaña la Arena, sin duda las mejores conservadas de todas. En ella pueden observarse todos los rasgos característicos de los malpaíses (tubos volcánicos, lavas cordadas, corredores de hundimiento, burbujas volcánicas, etc.).

4.3.2. Formas continentales degradativas

4.3.2.1. Formas residuales

4.3.2.1.1. Formas convexas

Presentes sólo en el tercio O de la hoja, se hallan exclusivamente desarrolladas sobre materiales de la Fase miocena y del Complejo Basal. El caso mejor representado es el de la Montaña Tindaya, en el que parece corresponder a una degradación diferencial de la Fase miocena, correspondiendo, tal vez, a una mayor resistencia a la erosión de las traquitas que la del material encajante (basaltos). Otros casos, ya en el dominio del Complejo Basal, son Montaña del Fraile, Milocho, Vallechico, Chupadero Viejo, Chupadero Chico, Mazacote y Montaña Blanca. Todos estos ejemplos pueden ser clasificados como "inselbergs" de tipo colina cónica, [THOMAS (1978)].

4.3.2.1.2. Formas planas

Corresponden a superficies de aplanamiento, probablemente llanuras de corrosión, desarrolladas sobre materiales del Complejo Basal, que se hallan situadas en la divisoria entre Cañada Melián y el barranco de Esquinzo.

Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial

Los más interesantes corresponden a aquellos casos desarrollados sobre materiales de la Fase miocena. Se trata de valles de perfil en V, fondo plano, con gran cantidad de depósitos de vertiente asociados, en forma de conos de deyección, coluviones y abanicos de piedemonte. En algunos casos (Valle Chico, Llanos del Palo), el retroceso de vertientes desde la costa O de la isla ha producido la desaparición por erosión de la cabecera de los valles que drenaban al E. Los interfluvios también han sido degradados, hasta dar lugar a unas crestas agudas (cuchillos), muy características. Este relieve de valles ha sido fosilizado, en parte, por coladas de edad pleistocena, sobre todo en la zona NE de la hoja.

Redes dendríticas, "bad-lands" y abarrancamientos.

Están presentes en las áreas recubiertas por depósitos eólicos de edad pleistocena del sector NO de la hoja (Montaña Blanca). Se desarrollan también sobre los materiales más fácilmente movilizables (sedimentos y depósitos epiclásticos de Vallebrón (véase también la hoja de Tetir). También se desarrollan sobre los depósitos de Los Llanos del Palo.

4.3.3. Formas marinas degradativas

Acantilados

Son frecuentes, sobre todo, en aquellos puntos de la costa que tienen un origen más reciente. Mientras que la superficie de coladas de edad pleistocena inferior parece acceder a la costa con

unas alturas mínimas, enlazando gradualmente con el nivel actual del mar, las coladas cuaternarias posteriores lo hacen preservando una mayor altura en la costa, lo que ocasiona la formación de un pequeño acantilado de unos 3 m de altura máxima. La única excepción a esto, se halla para el caso de la costa adyacente a Montaña Roja, de edad pleistoceno inferior, en donde la proximidad del mar al edificio volcánico permite que se alcancen las mayores alturas para los acantilados en ese tramo de la costa (10 m).

4.3.4. Formas continentales agradativas

4.3.4.1. Depósitos de vertiente.

Coluviones y recubrimientos de piroclastos

Se han englobado aquí estos dos tipos de depósitos, de origen muy diverso, aunque con una morfología equivalente. Dado que sólo los volcanes de cierta antigüedad (Plioceno y Pleistoceno inferior) llevan asociados este tipo de depósitos, éstos se hallan ya muy alterados, dando lugar, por una leve modificación, a formas de acumulación de tipo coluvial. Son mucho más espesos los depósitos de este tipo que los coluviones s.s.

Aparecen incididos por abarrancamientos, redes de cárcavas, más o menos densas. Los mejores ejemplos se asocian a la vertiente sur de Escanfraga y a las laderas de Vallebrón.

Conos de ladera

Aparecen localizados en las partes bajas de las vertientes, como resultado de la movilización de los depósitos coluviales, dando lugar a acumulaciones diferenciadas de contorno triangular y relieve convexo. Se hallan incididos en todos los casos por la red actual de drenaje. Son especialmente significativos los asociados a los valles excavados en la Fase miocena (Fimapaire, Fenimoy), así como también rodeando al "inselberg" de Montaña Tindaya.

Abanicos de piedemonte

Son frecuentes en aquellos puntos con mayores diferencias de relieve (borde S del Valle de Juan Pablo) o donde existen materiales fácilmente movilizables (por ejemplo, materiales eólicos). Dan lugar a formas suavemente convexas, con un relieve muy aplanado y alargado en la dirección de la pendiente. Pueden apoyarse sobre la antigua rasa de abrasión (extremo NO de la hoja). Por coalescencia, van a dar lugar a superficies de piedemonte, de relativa extensión (véase hoja de Punta de Paso Chico), o contribuir a la definición de los relieves planos en el fondo de depresiones, como en el caso del Valle de Juan Pablo. Se hallan ligeramente incididos por la red de drenaje actual.

Glacis de acumulación

Se sitúan en una posición geomorfológica similar a la de las formas descritas anteriormente, pero debido a su mayor antigüedad han sido severamente degradadas. Se localizan en el borde

externo del complejo que se define sobre los materiales del Complejo Basal, así como también sobre los materiales de la Fase miocena, en su vertiente O, cerca de Tindaya.

4.3.4.2. *Formas fluviales.*

Depósitos de terraza

Los mejor representados corresponden al curso canalizado por el barranco de Esquinzo, en donde, además de recubrir todo el fondo del valle actual, dan lugar a pequeños retazos de terraza fósil (norte de Tindaya). También en la desembocadura de los barrancos de Fimapaire, Cabadero, Lomo Cumplido, Conejo y La Salina.

En el barranco de Las Pilas y en el barranco Melián es la abundancia de depósitos eólicos, fácilmente movilizables, lo que va a dar una morfología peculiar, tipo rambla, a las partes finales de las torrenteras correspondientes.

4.3.5. **Formas marinas agradativas**

4.3.5.1. *Depósitos marinos*

Playas actuales y fósiles. Cordones de tormenta

Situadas en la parte E de la hoja, se localizan, topográficamente, sobre los materiales pleistocenos, que aquí enrasan con el nivel del mar. En su mayor parte, se trata de playas de cantos, con mucha matriz limosa, a veces movilizada en forma de sedimentos eólicos. Son especialmente características las "beach-rocks" (playas consolidadas) progradantes, que se conservan en algunos puntos sorprendentemente bien, a pesar de hallarse fuertemente degradadas por la erosión marina actual. Se reconoce este nivel fósil de playa como de edad erbanense [MECO (1987)]. Son de destacar los cordones de cantos (hasta dos) que se hallan asociados a depósitos de playa, muy bien diferenciados. El más cercano al nivel del mar actual debe asociarse al nivel marino presente. El otro corresponde a una pequeña pulsación marina anterior.

No hay formas menores de interés destacable en esta hoja.

4.4. TOPONIMIA DE SIGNIFICADO GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO

Superficies de colada: Llano de Tindaya.

Malpaíses (coladas tipo aa): Malpaís de Arena, de Las Pilas, de Roja.

Acumulaciones eólicas actuales o fósiles: Los Jablitos, Morro de los Jablitos.

Glacis erosivos y de acumulación: Lomo Gordo, Lomo La Muley, de Herrera, Tablero de la Casa Llanos.

Crestas rocosas: Lomo Delgado.

Relieves residuales: Morro de Solana Vieja, Carnero, de Los Rincones, Tabaiba, del Medio, del Cabo, del Frontón, Grande del Puerco.

Conos volcánicos: Calderetilla de Fimapaire, Roja, Montaña Arena, Roja, de Caima, Pajarita, Blanca, Los Apartaderos, Mal Nombre, Los Saltos.

Depresiones de fondo plano o superficies de acumulación: Rosa de los Negrines, de Candelaria, Blanca, del Podenco, Llano de Caima.

4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS.

- Emplazamiento del Complejo Basal y Fase miocena.
- Fase erosiva durante la que quedan constituidos los rasgos esenciales del relieve actual.
- Erosión de los valles en cuchillo.
- Retroceso de vertientes con ventaja para los procesos que drenan hacia el O. Formación de valles colgados. Delimitación de las superficies residuales sobre el Complejo Basal y del "inselberg" de Tindaya.
- Formación de la rasa pliocena.
- Regresión marina y primera fase eólica.
- Volcanismo Plioceno superior.
- Volcanismo Pleistoceno inferior.
- Segunda fase eólica.
- Volcanismo Pleistoceno medio-Holoceno y abanicos de piedemonte sobre la rasa pliocena.
- Rasa erbanense.
- Formación de la primera barra de cantos. Nivel marino actual y segunda barra de cantos.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones volcánicas representadas en la zona, habiéndose realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. Primeramente se describen las características petrológicas, y posteriormente se hace un comentario sobre su comportamiento geoquímico.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan. En el caso de la Fase miocena, se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras correspondientes al edificio mioceno en el que se halla enclavada la hoja, si bien en los diagramas se han representado las muestras disponibles pertenecientes a cada uno de los tres edificios miocenos de la isla. En cualquier caso, en las representaciones gráficas siempre se resalta con simbología diferente las muestras tomadas en el área cartografiada.

Tabla 5.1. Complejo basal.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	BM-3118	13	56100	26364	54005	26251b	26251a
SiO ²	42.91	43.21	35.80	42.00	44.00	42.40	43.70
Al ₂ O ³	12.39	8.00	9.68	13.89	17.89	14.80	15.30
Fe ² O ³	13.18	3.99	8.35	3.78	4.27	9.09	7.55
FeO			5.86	2.82	3.20	3.37	3.47
MgO	8.46	9.75	7.15	6.95	5.29	3.86	3.86
CaO	13.97	16.12	16.45	14.41	7.62	7.46	6.75
Na ₂ O	2.59	12.55	3.32	5.05	3.07	3.72	4.04
K ₂ O	.94	1.68	.68	.42	4.82	3.13	3.56
MnO	.15	.72	.27	.20	.20	.35	.32
TiO ²	4.25	2.55	8.79	1.75	5.16	3.43	3.01
P ₂ O ⁵	.41	.25	1.87	1.31	1.16	.99	.88
H ₂ O	.68	.88	2.37	5.50	3.21	2.80	3.81
CO ²					1.76	4.40	3.63
Ba	283		1800	178	860	1362	1010
Ce	<30		70	64	108	252	244
Co				9	19	25	23
Cr	187	1900				34	75
Cu					202	69	80
La	<30		7	20	55	169	161
Nb	38		33	17	172	179	153
Ni	141	600	1		1	60	66
Pb			1	2	7	7	8
Rb	17		128	29	54	50	45
Sr	582		1321	1216	893	1104	1070
Th						8	4
V	638		113	147	149	425	508
Y	88			15	27	32	31
Zn			48	58	65	119	121
Zr	204		261	301	412	631	570
Q						1.85	
Or	5.56		4.02	2.48	28.49	18.50	21.04
Ab	4.40		1.18	7.91	16.16	31.48	34.19
An	19.41		9.50	13.99	19.11	2.73	4.80
Lc		7.79					
Ne	9.49	17.23	14.58	18.86	5.32		
Ac		1.76					
Ns		16.85					
Di	38.19	22.17	38.41	37.33			
Wo			1.55	.41			
Hy						9.61	5.43
Ol	9.16	11.74			9.23		2.93
Ln		15.53					
He			8.35	.56	4.27	7.67	5.13
Mt	2.91			4.67		2.06	3.50
Il	8.07	4.84	12.95	3.32	7.19	6.51	5.72
Ru					1.38		

Muestra	BM-3118	13	56100	26364	54005	26251b	26251a
Pf			3.35				
Ap			3.35				
Ap	.95	.58	4.33	3.04	2.69	2.29	2.04
C					.62	4.29	3.04
CC					4.00	10.01	8.26
Id	26.34	25.01	19.78	29.26	49.96	51.82	55.23
Femg	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Ip	.43	2.81	.64	.63	.57	.64	.69

BM-3118 Gabro. Parte inferior del Morro de los Jablitos, bco. de los Enamorados. MAGNA.
13 Peridotita. Ladera NE de Montaña Blanca. [HAUSEN (1958)].
56100 Pegmatitoide ijolítico. Las Montañetas, cerro al E de Chupadero Chico. [BARRERA *et al.* (1981)]...
26364 Ijolita. Las Montañetas, cerro al E de Chupadero Chico. [Barrera *et al.* (1981)].
54005 Ijolita. Morro de los Jablitos. [BARRERA *et al.* (1981)].
26251b Matriz de brecha de nefelinita, en el barranco de Agua Salada. [BARRERA *et al.* (1981)].
26251a Brecha de nefelinita y sienita en el barranco de Agua Salada. [BARRERA *et al.* (1981)]...

Tabla 5.1. Complejo basal (Continuación)

Muestra	26311b	26311a	26256	56103	53978	56091	56089	26276
Sio ²	45.00	46.30	50.70	52.40	52.90	53.40	53.95	6.08
Al ² O ³	15.30	15.81	19.61	20.77	30.37	20.90	16.44	2.72
Fe ² O ³	7.06	6.42	5.25	3.63	4.82	3.96	8.40	3.53
FeO	4.08	3.77	1.72	1.49	1.13	.97	1.15	.31
MgO	3.73	3.83	.50	.60		.39	.51	.09
CaO	6.05	5.34	3.38	1.48	2.96	1.21	1.07	48.45
Na ² O	4.09	3.50	5.61	9.80	9.22	9.01	8.78	.32
K ² O	2.84	3.70	6.26	6.77	5.30	7.28	6.26	.25
MnO	.27	.29	.31	.17	.14	.12	.16	.20
TiO ²	3.47	2.80	.66	.85	.31	.73	.52	.32
p ² O ⁵	1.05	.83	.09	.03	.05	.04	.03	.73
H ² O	3.71	4.06	4.08	2.48	2.34	1.89	2.33	1.81
CO ²	3.30	3.30	1.50		.35			34.14
Ba	1045	1005	2770		1056	1080	415	460
Ce	281	298	325	380	120	100	80	583
Co	30	29		32			4	8
Cr	6	34			46			
Cu	117	79	17	10	6			37
La	167	182	152	260	33	5		285
Li								140
Nb	185	195	190	230	25	116	18	10

Muestra	26311b	26311a	26256	56103	53978	56091	56089	26276
Ni	56	65			8	1		
Pb	13	1	25		9	5	5	
Rb	53	42	112	29	134	133	96	26
Sr	1170	1270	2675	756	1087	847	424	8170
Th	5	6	11	18	2	4		5
V	411	494	152	230	248	95	183	62
Y	32	37	8	38	13	1		65
Zn	120	110	189	71	70	74	79	40
Zr	656	604	964	325	430	515	712	114
Q	3.79	5.98						
Or	16.78	21.87	37.00	40.01	31.32	43.02	37.00	
Ab	34.61	29.62	27.49	3.99	25.06	8.99	11.16	
An	2.30	.21	6.70					5.25
Lc								1.16
Ne			10.83	35.30	27.20	31.41	20.88	1.47
Ac				10.50	2.42	8.16	21.66	
Ns				.43				
Di				5.93		2.09	4.17	.48
Wo					5.07	1.27		3.04
Hy	9.29	9.54						
Ol			.87	.14			.02	
Ln								2.05
He	4.32	2.98	2.05		1.78	.17		3.03
Mt	3.97	4.98	4.64		3.20	1.40	1.33	.72
Il	6.59	5.32	1.25	1.61	.59	1.39	.99	.61
Ap	2.43	1.92	.21	.07	.12	.09	.07	1.69
C	4.65	5.97	1.15					
CC	7.50	7.50	3.41		.80			77.65
Id	55.18	57.46	75.31	79.30	83.58	83.43	69.04	2.63
Femg	.00	.00	.00	.46	.46	.00	.32	.00
Ip	.64	.62	.82	1.13	1.03	1.09	1.29	.29

26311b.- Matriz de brecha de nefelinita en el barranco de Agua Salada. [BARRERA *et al.* (1981)].

26311a.- Brecha de nefelinita en el barranco de Agua Salada, [BARRERA *et al.* (1981)].

26256.- Nefelinita. Barranco de Agua Salada. [BARRERA *et al.* (1981)].

56103.- Sienita nefelinica. Roca caja de carbonatitas, Las Montañetas, al E de Chupadero Chico. [BARRERA *et al.* (1981)]

53978.- Sienita nefelinica. Barranco de Agua Salada. [BARRERA *et al.* (1981)].

56091.- Sienita nefelinica. Morro de Los Jablitos. [BARRERA *et al.* (1981)].

56089.- Sienita nefelinica. Morro de Los Jablitos. [BARRERA *et al.* (1981)].

26276.-Carbonatita. Las Montañetas, cerro al E de Chupadero Chico. [BARRERA *et al.* (1981)].

Tabla 5.1. Complejo basal (Continuación)

Muestra	53927	17180	Muestra	53927	17180
Sio2	7.50	9.70	Sr	16743	6490
Al2O3	3.38	4.22	Th	2	3
Fe2O3	.55	3.24	V	3	52
FeO	.32	1.49	Y	121	65
MgO	.44	.11	Zn	38	196
CaO	46.88	41.78	Zr	82	40
Na²O	.52	.85	Or		8.21
K²O	1.70	1.39	Ab		3.67
MnO	.20	.82	An	1.87	1.87
TiO²	.15	.53	Lc	7.30	
P²O⁵	.04	.32	Ne	2.38	1.91
H²O	1.34	2.44	Kp	.42	
CO²	34.81	32.16	Ol	.97	.74
Ba	1056	1280	Ln	3.21	
Ce	883	438	Mt	.80	4.70
Co	15	10	Il	.28	1.01
Cu	98	25	Ap	.09	.74
La	568	227	C		.63
Li	325	186	CC	79.17	73.14
Nb	66		ID	10.10	13.79
Pb	7	4	FEMG	.15	.66
Rb	30	49	IP	.80	.69

53927.- Carbonatita. Barranco de Majadas Negras. [BARRERA et al. (1981)].

17180.- Carbonatita. Barranco de Aguas, Salada. [BARRERA et al. (1981)].

Tabla 5.2. Fase miocena. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	16549	16570	BM-3066	2	4	16472	16901
SiO ²	42.70	44.00	46.38	68.31	66.05	68.35	69.60
Al ² O ³	13.70	9.84	15.42	16.10	16.84	15.96	16.07
Fe ² O ³	7.26	3.52	12.96	1.48	2.37	1.39	1.05
FeO	6.07	9.02		.39	.15	.29	.18
MgO	6.56	19.84	5.11	.35	.62	.52	.30
CaO	10.94	7.39	11.08	.50	.39	.78	.42
Na ² O	3.22	1.88	2.86	5.89	6.07	6.20	5.68
K ² O	1.95	.56	1.25	5.18	5.03	5.12	5.10
MnO	.19	.15	.16	.05	.15	.06	.03
TiO ²	3.81	1.40	3.39	.19	.20	.12	.18
P ² O ⁵	.78	.34	.59	.04	.06	.01	.02
H ² O	2.73	1.77	.82	1.58	1.76	1.08	1.28
CO ²		.17					
Ba		345	566	1498			
Ce		55					
Cr		27					
La		39					
Nb		87	133	164			
Ni		41					
Rb		16	216	151			
Sr		595	120	120			
V		321					
Y		20	29	39			
Zr		365	438	640			
Q				12.75	9.90	10.96	15.75
Or	11.52	3.31	7.39	30.61	29.73	30.26	30.14
Ab	13.78	15.91	22.63	49.84	51.36	52.46	48.06
An	17.17	16.76	25.55	2.19	1.54	.60	1.95
Ne	7.29		.85				
Di	24.92	13.22	21.07	.02		2.50	
Hy		3.04		.86	1.54	.14	.75
Ol	3.35	36.94	9.94				
He	.96			.88	2.10	.85	.94
Mt	9.14	5.10	2.87	.87	.39	.78	.16
Il	7.24	2.66	6.44	.36	.38	.23	.34
Ap	1.81	.79	1.37	.09	.14	.02	.05
C					.84		.49
CC		.39					
ID	32.60	19.22	32.37	93.20	90.99	93.69	93.95
FEMG	.00	.15	.00	.00	.00	.00	.00
IP	.54	.38	.39	.95	.92	.99	.92

16549 Tefrita. Dique en la ladera del cerro de cota 196, NE de Montaña Blanca. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
16570 Picrobasalto. Dique en la ladera S de Montaña La Oliva. [FUSTER *et al.* (1968)].
BM-3066 Basalto alcalino. Dique en la zona SE del Lomo Sin Nombre. MAGNA.
2 Riolita. Ladera N de Montaña Tindaya. [CUBAS *et al.* (1988-1989)].
4 Traquita. Afloramiento intermedio entre Tebeto y Tindaya. [CUBAS *et al.* (1988-1989)].
16472 Riolita. Ladera SE de Montaña Tindaya. [FUSTER *et al.* (1968)].
16901 Riolita. Ladera SE de Montaña Tindaya. [FUSTER *et al.* (1968)].

Tabla 5.3. Fase pleistocena inferior.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	16776	16444	16861	17352	16609	16440	16443	18243
SiO ²	41.50	42.50	42.65	42.95	43.10	43.10	43.20	43.20
Al ² O ³	11.97	12.41	11.99	12.19	12.24	12.37	12.24	12.76
Fe ² O ³	7.69	5.78	3.65	4.54	2.98	2.71	5.76	3.18
FeO	5.10	6.37	8.22	7.35	9.34	9.47	6.13	8.87
MgO	11.85	12.41	12.22	12.50	12.99	11.77	11.30	12.72
CaO	12.20	11.03	12.11	11.16	10.94	11.16	11.07	10.46
Na ² O	2.92	2.99	3.04	2.74	3.00	3.14	2.25	3.10
K ² O	1.30	1.34	3.14	1.10	1.04	1.38	1.42	1.46
MnO	.15	.15	.16	.17	.17	.16	.16	.17
TiO ²	2.23	2.54	2.07	2.33	2.19	2.73	2.63	2.48
P ² O ⁵	.77	.78	.71	.76	.77	.74	.53	.82
H ² O	1.13	1.54	.92	1.57	1.05	.68	2.67	.58
CO ²	1.32		.90	.20		.08	.20	.16
Or	7.68	7.92	1.95	6.50	6.15	8.16	8.39	8.63
Ab	11.04	8.25		10.61	7.46	5.26	13.31	7.27
An	15.72	16.48	9.80	17.71	16.86	15.58	19.11	16.59
Lc			13.02					
Ne	7.41	9.24	13.94	6.81	9.71	11.54	3.11	10.27
Di	24.47	26.06	31.93	24.94	25.58	28.09	24.42	23.16
Ol	12.73	15.34	17.31	18.20	22.64	19.27	13.53	21.88
He	.47							
Mt	10.46	8.38	5.29	6.58	4.32	3.93	8.35	4.61
Il	4.24	4.82	3.93	4.43	4.16	5.18	5.00	4.71
Ap	1.78	1.81	1.64	1.76	1.78	1.71	1.23	1.90
CC	3.00		2.05	.45	.18		.45	.36
ID	26.13	25.41	28.91	23.92	23.32	24.96	24.80	26.17
FEMG	.00	.07	.18	.13	.21	.22	.06	.19
IP	.52	.51	.70	.47	.50	.54	.43	.52

16776 Basanita. Colada en el barranco del Cabadero, al S de la urb. Puerto La Oliva. [FUSTER *et al.* (1968)].

16444 Basanita. Colada en el barranco de Las Lajas, cota 110 m. [FUSTER *et al.* (1968)].

16861 Basanita. Planchón lávico en el edificio Montaña Caima. [FUSTER *et al.* (1968)].

17352 Basanita. Colada en la ladera E de Montaña Escanfraga. [FUSTER *et al.* (1968)].

16609 Basanita. Colada en el barranco Lomo Cumplido, al N de la urb. Puerto de La Oliva. [FUSTER *et al.* (1968)].

16440 Basanita. Colada en la desembocadura del bco de Las Pilas. [FUSTER *et al.* (1968)].

16443 Basanita. Planchón lávico en Calderetilla de Roja, cota 86 m. [FUSTER *et al.* (1968)*].

18243 Basanita. Colada en de lurb. Puerto La Oliva, entre los barrancos Cabadero y Lomo Cumplido. [FUSTER *et al.* (1968)].

Tabla 5.3. Fase pleistocena inferior. (Continuación)

Muestra	16575	16629	16447	16874
SiO ²	43.25	44.45	44.90	48.45
Al ² O ³	12.45	12.34	15.47	13.87
Fe ² O ³	2.83	5.92	7.61	1.86
FeO	8.75	6.87	6.20	9.27
MgO	12.93	11.07	6.23	8.95
CaO	11.41	10.43	10.60	9.90
Na ² O	3.20	2.80	3.23	3.06
K ² O	1.22	1.08	1.00	.82
MnO	.15	.16	.15	.13
TiO ²	2.28	2.59	2.77	2.20
P ² O ⁵	.73	.59	.58	.32
H ² O	.43	.95	1.23	.67
CO ²	.08	.30		.32
Or	7.21	6.38	5.91	4.85
Ab	4.47	19.53	25.09	25.89
An	16.00	17.91	24.76	21.69
Ne	12.25	2.26	1.21	
Di	28.28	22.16	18.82	18.92
Hy				4.25
Ol	20.76	14.81	5.31	15.20
Mt	4.10	8.58	11.03	2.70
Il	4.33	4.92	5.26	4.18
Ap	1.69	1.37	1.34	.74
CC	.18	.68		.73
ID	23.93	28.17	32.22	30.74
FEMG	.19	.09	.04	.29
IP	.53	.47	.41	.43

16575 Basanita. Colada en el barranco del Cabadero, al O de la urb. Puerto La Oliva [FUSTER *et al.* (1968)].

16629 Basalto alcalino. Planchón lávico en el borde O del cráter de Montaña Blanca. [FUSTER *et al.* (1968)].

16447 Basalto alcalino. Colada al SO de Montaña Caima. ILM (inédito).

16874 Basalto. Colada en el barranco al S de Montaña Caima, cota 150 m. [FUSTER *et al.* (1968)].

Tabla 5.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes.
Análisis químicos. norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	18003	16869	16631	18158	18071	16697	16689	16680
SiO ²	42.25	42.50	42.50	42.60	43.70	43.80	44.15	45.25
Al ² O ³	12.57	11.98	12.07	12.12	13.15	12.97	12.80	13.48
Fe ² O ³	6.32	6.48	8.00	5.44	2.76	4.52	4.66	2.40
FeO	5.75	6.81	5.67	6.63	9.04	7.38	7.38	9.17
MgO	12.22	11.49	11.24	12.09	11.59	11.67	11.66	10.68
CaO	11.27	11.36	10.92	10.88	10.93	10.86	10.72	11.22
Na ² O	2.88	3.03	3.10	3.03	3.50	3.41	3.20	3.17
K ² O	1.46	1.50	1.55	1.50	1.48	1.37	1.40	1.35
MnO	.16	.15	.17	.15	.17	.15	.15	.15
TiO ²	2.46	2.78	2.93	3.08	2.82	2.67	2.67	2.51
P ² O ⁵	.84	.74	.73	.91	.74	.70	.70	.62
H ² O	.82	.98	1.03	.20	.31	.40	.40	.39
CO ²	.80		.24					
Ba						448		
Ce						100		
Cr						325	354	
La						60	37	
Nb						76	75	
Ni						221	219	
Rb						21	21	
Sr						673	657	
V						252	255	
Y						20	19	
Zr						260	263	
Or	8.63	8.86	9.16	8.86	8.27	8.75	8.27	7.98
Ab	11.07	7.42	11.14	9.02	11.14	5.74	11.14	10.36
An	17.06	14.66	14.44	15.04	16.43	15.80	16.43	18.57
Ne	7.21	9.87	8.18	9.00	8.63	12.93	8.63	8.92
Ns							25.52	
Di	22.16	28.99	26.04	25.94	25.52	26.95		26.62
Wo							16.05	17.87
Ol	15.26	12.63	11.15	14.72	16.05	18.64		
Ln							6.76	3.48
He			.87				5.07	4.77
Mt	9.16	9.40	10.34	7.89	6.76	4.00		
Il	4.67	5.28	5.56	5.85	5.07	5.36	1.62	1.44
Ap	1.95	1.71	1.69	2.11	1.62	1.71		
CC	1.82		.55					
ID	26.90	26.15	28.48	26.89	20.05	27.42	20.05	27.26
FEMG	.04	.07	.00	.07	.13	.21	.13	.24
IP	.50	.55	.56	.55	.53	.56	.53	.50

18003 Basanita. Planchón lávico en la ladera S de Montaña Roja; cota 90 m FUSTER *et al.* (1968)].

16869 Basanita. Planchón lávico en la ladera N de Montaña Negra. [FUSTER *et al.* (1968)].

16631 Basanita. Planchón lávico en Montaña del Mal Nombre. [FUSTER *et al.* (1968)].

18158 Basanita. Colada en las inmediaciones de Peña Azul. [FUSTER *et al.* (1968)].

18071 Basanita. Colada del malpais de Montaña La Arena, al S de Los Roques. [IBARROLA (1969)].

16697 Basanita. Planchón lávico en Montaña La Arena. [CENDRERO (1966)].

16689 Basanita. Planchón lávico en Montaña La Arena. [CENDRERO (1966)].

16680 Basalto alcalino. Colada del malpais de Montaña La Arena. [CENDRERO (1966)].

Tabla 5.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. (Cont.)

Muestra	BM-3072	RB-70	16616	BM-3054	18235	16857	RB-46	17348
SiO ²	44.96	45.08	45.15	45.47	45.50	45.90	46.95	48.45
Al ² O ³	12.17	12.15	12.55	11.87	13.05	12.42	12.45	13.82
Fe ² O ³	11.92	11.90	7.26	11.81	1.71	2.68	11.61	3.32
FeO			5.39		9.65	8.87		8.58
MgO	11.52	11.45	11.26	11.37	11.52	10.99	10.56	8.41
CaO	10.47	10.29	10.18	10.73	10.09	10.52	10.20	9.67
Na ² O	3.53	3.73	2.92	3.54	2.90	3.00	3.37	3.20
K ² O	1.40	1.41	1.18	1.33	1.26	1.30	1.21	.92
MnO	.16	.16	.15	.16	.14	.15	.15	.15
TiO ²	3.11	3.12	2.53	3.02	2.77	2.67	2.81	2.46
P ² O ₅	.75	.70	.58	.69	.58	.60	.54	.45
H ² O	.00	.00	.74	.00	.52	.72	.00	.35
CO ²								.05
Ba	448	446		368			340	
Ce	100	77		67			38	
Cr	325	354		373			359	
La	60	37		<30			<30	
Nb	76	75		60			56	
Ni	221	219		212			220	
Rb	21	21		19			16	
Sr	673	657		622			507	
V	252	255		257			231	
Y	20	19		18			87	
Zr	260	263		236			216	
Or	8.27	8.33	6.97	7.86	7.45	7.68	7.15	5.44
Ab	11.23	11.32	20.82	12.08	14.65	15.76	18.84	27.08
An	13.23	12.25	17.65	12.57	18.87	16.58	15.27	20.63
Ne	10.10	10.97	2.11	9.68	5.36	5.21	5.24	
Di	27.15	27.49	22.63	23.01	22.08	25.45	25.60	19.44
Ol	18.72	18.45	12.30	17.81	21.67	18.07	17.62	11.82
Mt	2.64	2.64	10.53		2.48	3.89	2.57	4.81
Il	5.91	5.93	4.81		5.26	5.07	5.34	4.67
Ap	1.74	1.62	1.34	1.60	1.34	1.39	1.25	1.04
Cc								.11
ID	35.26	36.29	29.90	35.19	27.45	28.66	35.67	32.52
FEMG	.00	.00	.00	.00	.24	.22	.00	.25
IP	.60	.63	.48	.61	.47	.51	.55	.45

BM-3072 Basalto alcalino. Colada en la ladera N del barranco de Las Pilas: cota 10 m (MAGNA).

RB-70 Traquibasalto potásico. Colada en el bco. que desemboca en La Salina; cota 10 m (MAGNA).

16616 Basalto alcalino. Colada en el malpais de Roja, 300 m al S de Calderetilla de Roja; [FUSTER *et al.* (1968)].

BM-3054 Basalto alcalino. Bomba volcánica en la ladera S de Montaña La Arena. (MAGNA)

18235 Colada en el malpais de Roja, al SE de Montaña Blanca; cota 160 m [FUSTER *et al.* (1968)].

16857 Basalto alcalino. Colada en el malpais de Roja, junto a Montaña Caima; cota 160 m [FUSTER *et al.* (1968)]

RB-46 Basalto alcalino. Colada en la pista de Corralejo a Puerto del Rosario, entre Montaña Blanca y el Padrastro; cota 140 m (MAGNA).

17348 Basalto. Colada del malpais del Valle de Fimapaire, al O de Rosa del Podenco; cota 80 m [FUSTER *et al.* (1968)].

Tabla 5.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. (Cont.)

Muestra	16585	16708	BM-3057	Muestra	16585	16708	BM-3057
SiO ₂	48.45	48.50	50.19	Rb			9
Al ₂ O ₃	13.98	14.67	13.93	Sr			439
Fe ₂ O ₃	1.77	1.45	11.35	V			205
FeO	9.14	9.19		Y			17
MgO	9.18	9.58	7.91	Zr			195
CaO	9.39	9.64	9.64	Or	5.67	4.26	5.26
Na ₂ O	3.20	2.99	3.38	Ab	27.08	25.30	28.60
K ₂ O	.96	.72	.89	An	20.95	24.21	20.21
MnO	.14	.13	.14	Di	17.35	17.11	20.12
TiO ₂	2.48	1.88	2.59	Hy	2.59	3.66	7.58
P ₂ O ₅	.49	.29	.43	Ol	16.92	17.93	9.30
H ₂ O	.38	.54	.00	Mt	2.57	2.10	2.51
CO ₂	.16	.10		Il	4.71	3.57	4.92
Ba			225	Ap	1.14	.67	1.00
Ce			<30	CC	.36	.23	
Cr			212	ID	32.75	29.56	35.11
La			<30	FEMG	.28	.29	.00
Nb			41	IP	.45	.39	.47
Ni			145				

16585 Basalto. Colada del malpaís del Valle de fimapaire, al S del Espigón; cota 30 m [FUSTER et al (1968)].

16708 Basalto. Colada del malpaís junto al camino de Lajares a Villaverde. [FUSTER et al. (1968)].

BM-3057 Basalto. Colada del malpaís del Valle de Fimapaire, junto Calderetilla de Fimapaire. (MAGNA).

Además de los análisis expresamente realizados para este trabajo, se han incluido también los existentes en la bibliografía. Por ello, algunas diferencias que puedan encontrarse en los contenidos de algunos elementos de rocas similares pueden deberse, en parte, a la diversidad de procedencia de los análisis, principalmente a las técnicas analíticas empleadas.

En las Tablas 5.1 a 5.4 aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma C.I.P.W. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la I.U.G.S [LE BAS et al. (1986a)]. La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras.

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

5.1. COMPLEJO BASAL

5.1.1. Series plutónicas. Petrología

5.1.1.1. Serie plutónica ultracalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas (4)

Las rocas de este grupo, al igual que en la vecina hoja de Paso Chico, aparecen asociadas entre sí, estando formadas por distintas fases que parecen intruir unas a continuación de las otras. Así, los primeros fluidos son ricos en ferromagnesianos (augita y minerales opacos); a continuación ascienden fluidos más alcalinos que pueden ser ricos en nefelina y/o feldespato alcalino. Ascienden por venas, fracturas, intersticios, etc. En ocasiones penetran totalmente en la roca de caja, brechificándola o llegando a formar parte de la misma. Así se forman las ijolitas, urtitas, brechas ijolíticas (¿tectónicas?) o diques de nefelinita y sienitas o sienitas nefelínicas; por último, en un estadio más tardío, aparecen carbonatos acompañados por cantidades pequeñas de feldespato alcalino y otros minerales.

A continuación se describe cada término por separado.

Melteigitas. Presentan texturas granudas hipidiomorfas de grano medio. Augita egirínica, minerales opacos y nefelina son los minerales principales habituales, y biotita, esfena y apatito, los minerales accesorios. Como minerales secundarios se encuentran minerales micáceos y leucoxeno.

La augita es, con diferencia, el mineral más abundante; se presenta en cristales muy alargados y fracturados, dando en ocasiones un aspecto "rameado" a la textura; no suelen estar maclados o zonados. Los minerales opacos presentan una textura poiquilítica. La nefelina penetra a través de las fracturas y aparece totalmente alterada a minerales micáceos. La biotita, de tonos muy oscuros, se dispone sustituyendo a la augita. El apatito muestra secciones idiomorfas y a veces sus cristales aparecen de manera arrosariada. La esfena, por último, está en cristales de contornos irregulares.

Ijolitas. Existen todos los grados composicionales, desde las melteigitas hasta las urtitas, en función de las proporciones de máficos y nefelina.

La textura de estas rocas es granuda hipidiomorfa o panidiomorfa de grano medio o fino, siempre microfisurada y en ocasiones cataclástica.

El orden de los minerales principales varía según el tipo composicional, pero siempre están presentes augita egirínica, nefelina y feldespato alcalino; egirina y minerales opacos son minerales principales en función del grado de alcalinidad. Como minerales accesorios, aparecen esfena, apatito, biotita y carbonato; como secundarios, minerales micáceos y leucoxeno.

La augita egirínica y los minerales opacos se presentan muy fracturados, y aquella a menudo está muy alterada a minerales micáceos, y en ocasiones crecen, a partir de sus cristales, otros de biotita. La nefelina, que penetra por venas y fracturas, muestra cristales idiomorfos, totalmente alterados a minerales micáceos; cuando existe egirina, ocupa posiciones intersticiales, con formas aciculares, rodeando a los cristales de nefelina. El feldespato alcalino es algo pos-

terior, atravesando las rocas por vetillas que a su vez son atravesadas por otras de carbonato que puede llegar a sustituir a gran parte de la roca.

La esfena, que puede llegar a ser relativamente abundante, se dispone con formas irregulares, acompañando a menudo a los minerales opacos. Éstos a su vez presentan numerosas inclusiones de apatito que suelen formar conjuntos arrosariados.

Sienitas y sienitas nefelínicas. Son rocas de textura granuda hipidiomorfa de grano medio con feldespato alcalino como mineral principal, que puede ser el único o estar acompañado por nefelina y piroxeno. Como minerales accesorios, aparecen opacos, biotita, apatito y carbonato. Los minerales secundarios son: sericita, minerales micáceos, óxidos de hierro y epidota.

El feldespato muestra cristales subidiomorfos, bien desarrollados, a menudo con maclado, *kalrsbad*. La nefelina, cuando existe, se encuentra totalmente alterada y en secciones idiomorfas. El piroxeno aparece en secciones idiomorfas muy alargadas, totalmente desestabilizado a minerales opacos y micáceos y empieza a ser sustituido por carbonato. Los minerales opacos también se muestran alterados, ocupando posiciones intersticiales. El apatito siempre presenta secciones idiomorfas. Por último, el carbonato penetra por venas y grietas, sustituyendo a veces a algunos minerales.

Carbonatitas. Mineralógicamente corresponden a *sövitas*. Son rocas formadas casi en su totalidad por calcita con cristales granulares alotriomorfos algo alargados y a veces dispuestos en bandas, con su eje mayor en sentido longitudinal, dando a la roca una textura cristalina de grano medio-grueso.

Los minerales accesorios son casi inexistentes y de tamaños muy reducidos. Se encuentran cristaltitos de minerales opacos, de aspecto pulverulento, de augita egirínica, biotita, feldespato alcalino y apatito.

Nefelinitas. Se ha estudiado algún dique de nefelinita que se presenta con una textura porfídica microcristalina, estando formados los fenocristales en gran parte por nefelina y también la matriz. Los fenocristales ofrecen secciones idiomorfas, que van de 0,2 a 3 mm; otros fenocristales también idiomorfos son de augita egirínica y esfena. La matriz está constituida por cristaltitos de secciones cuadrangulares de nefelina, agujas de augita egirínica y algunos cristaltitos de apatito y esfena. La nefelina muestra una alteración total a minerales micáceos.

5.1.1.2. *Serie plutónica alcalina*

5.1.1.2.1. Piroxenitas y gabros (5)

Estos términos petrológicos van normalmente agrupados entre sí, siendo sus características muy similares, que se distinguen fundamentalmente por la mayor o menor presencia de plagioclasa.

La textura más frecuente en estas rocas es la granuda intergranular de grano medio, aunque también se encuentran texturas intersertales y subofíticas.

En todos los tipos aparecen augita titanada y minerales opacos como minerales principales, a los que se añaden plagioclasa en el caso de los gabros, olivino en el de los gabros piroxénico-

olivínicos y anfíbol castaño en gabros y piroxenitas en los que la augita está siendo transformada en anfíbol. La augita también puede llegar a transformarse en biotita. El apatito suele presentarse como mineral accesorio. Entre los minerales secundarios se encuentra serpentina, saussurita, óxidos de hierro y minerales micáceos.

Los cristales de augita se presentan generalmente bien desarrollados, subidiomorfos o idiomorfos, con zonación irregular, a menudo fracturados y maclados. En alguna ocasión aparecen como un agregado de cristalitos idiomorfos que podrían ser producto de una recrystalización. En algunos casos los cristales se transforman a anfíbol castaño, que, a su vez, se puede desestabilizar a minerales opacos pulverulentos.

Los minerales opacos muestran cristales idiomorfos, equidimensionales, de menor tamaño, que a veces tienen sus bordes redondeados y corroídos, llegando en ocasiones a presentar un hábito esquelético. Se pueden encontrar a veces como inclusiones dentro de los cristales de augita.

Los cristales de plagioclasa aparecen como un entramado de listones con maclado polisintético entre los que se disponen el resto de los minerales; en función de su proporción, pueden rodear a los cristales de augita, por ejemplo, u ocupar posiciones intersticiales entre ellos.

El olivino cuando se presenta lo hace en forma de cristales idiomorfos o subidiomorfos, algo corroídos en sus bordes y con tamaños a menudo superiores a los de la augita.

La biotita, muy escasa, proviene de la transformación de augita y se la encuentra en los bordes de los cristales de ésta. El apatito puede ser observado como pequeñas inclusiones de cristalitos idiomorfos en todos los minerales.

El grado de alteración de las rocas es generalmente bajo, consistiendo fundamentalmente en la saussuritización de la plagioclasa y la serpentinización del olivino.

5.1.2. Series plutónicas. Geoquímica

Los análisis químicos disponibles de las unidades del Complejo Basal corresponden, mayoritariamente, a rocas de las series plutónicas, que son las que mejor exposición tienen en la hoja. En la Tabla IV están listados dichos análisis y sus parámetros geoquímicos.

Series plutónicas ultralcalinas.

Ijolitas. Muestran un rango de variación en SiO_2 entre 35 y 44%, indicando un carácter básico. La riqueza de estas rocas en minerales como esfena, perowskita, apatito, observados ya en el estudio petrográfico, se manifiesta en el análisis químico en contenidos elevados de TiO_2 y CaO. Los álcalis son asimismo importantes.

Atendiendo a los minerales normativos, es de destacar las cantidades elevadas de albita, que indican cierto grado de albitización en estas rocas. El carácter subsaturado se manifiesta por la presencia de nefelina.

El contenido en elementos menores revela valores anormalmente altos en Ba y Sr como aspectos más significativos, interviniendo en ello el carácter pegmatoide de algunas muestras.

Carbonatitas. En los análisis disponibles no se muestran variaciones significativas entre unos y otros. Encontrándose sus contenidos elementales dentro de los límites normales para este tipo de rocas.

En los contenidos de elementos menores, son de destacar los valores altos de Sr y Li, mientras que en Ce, La y Ba tienen cantidades intermedias.

Los datos isotópicos obtenidos por PINEAU *et al.* (1973), LANCELOT y ALLEGRE (1974) y recientemente por HOERNLE y TILTON (1991) en carbonatitas de esta área, son relativamente coincidentes en afirmar su origen en el manto superior. No existe tampoco contaminación cortical significativa.

En cuanto a las relaciones de los isótopos de Sr, Nd y Pb [HOERNLE y TILTON (*op. cit.*)], se observan similitudes entre las carbonatitas y el resto de rocas de la serie ultralcalina: ijolita-sienitas-nefelinitas, revelándose, por tanto, en parentesco genético.

Sienitas y sienitas nefelínicas. Muestran mayor contenido en SiO₂, como corresponden a rocas con un grado de diferenciación más pronunciado.

En la norma se manifiesta su riqueza en minerales félsicos propios de estas rocas, así como su carácter subsaturado por la presencia de nefelina. Su condición alcalina viene dada por los valores relativamente altos de acmita, llegando incluso a alcanzar la peralcalinidad (índice de peralcalinidad mayor de uno). El apatito, en cantidades escasas, refleja los contenidos bajos en CaO.

Los elementos más significativos por sus concentraciones son Ba, Sr, Ce y La, si bien están dentro de los límites de variación normales en estas rocas.

Nefelinitas. Las rocas analizadas corresponden a brechas y a diques. Tienen contenidos intermedios en SiO₂, indicando un cierto grado de diferenciación, aunque aún bajo en algunas muestras y mediano en otras.

Su carácter alcalino, inferior al de las sienitas, se manifiesta claramente en la norma, al carecer de acmita y menor índice de peralcalinidad.

Series plutónicas alcalinas

De este grupo de rocas sólo se dispone de análisis químico correspondiente a un gabro del área del macizo de los Jablitos (Tabla 5.1). Es una roca básica, substurada, de tipo teralítico, con un carácter alcalino medianamente marcado.

5.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.2.1. Fase miocena. Petrología

Se dispone de un muestreo representativo de alguna de las coladas más típicas que componen el apilamiento lávico de esta formación. Del estudio petrográfico se ha detectado una composición basáltica generalizada para toda la formación, aunque se han podido distinguir varios

tipos de los que los más importantes son: basaltos olivínicos, basaltos piroxénicos y basaltos plagioclásicos.

5.2.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

5.2.1.1.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y brechas líticas Ampuyenta, (8 y 10)

El muestreo de las coladas de este grupo se ha realizado en las partes inferiores de Morro Taibaiba, que es donde estas coladas se encuentran mejor representadas.

Los tipos litológicos dominantes son basaltos olivínico-piroxénicos y, en menor medida, plagioclásico-piroxénicos. Tienen texturas porfídicas, a veces de tendencia fluidal, con fenocristales abundantes de olivino y augita y de plagioclasa también en el caso de los basaltos plagioclásico-piroxénicos. El olivino es idiomorfo-subidiomorfo y siempre está iddingsitizado. La augita es, asimismo, idiomorfa-subidiomorfa con formas subhexagonales. Los fenocristales de plagioclasa tienen hábitos prismáticos, maclado y se disponen marcando el flujo magmático.

En la matriz destacan microlitos de plagioclasa, olivino, augita y abundantes opacos. Como accesorios aparecen, a veces, incipientes cristales de biotita.

En cuanto a las brechas líticas Ampuyenta, fueron muestreados algunos fragmentos basálticos de composición basáltica olivínica. Muestran una textura porfídica microcristalina, en la que los cristales de olivino presentan secciones prismáticas, cuadráticas y redondeadas. Además de una alteración a iddingsita casi siempre presente, en algunos casos exhibe también serpentización en sus bordes. La augita aparece en cristales prismáticos y a veces zonados, con núcleos ligeramente titanados.

La matriz suele ser siempre muy fina y está constituida por microlitos de plagioclasa, augita y abundantes opacos.

5.2.1.1.2. Intrusión cuarzo-traquítica de Montaña Tindaya, (9)

Se han recogido muestras en las laderas de Montaña Tindaya, al SO de la hoja, y también en un pequeño afloramiento situado entre Montaña Tindaya y Montañetas de Tebeto (hoja de Punta de Paso Chico).

Se trata de traquitas con textura típicamente traquítica. Están formadas casi en su totalidad por feldespato alcalino (sanidina-anortoclasa). En proporción muy escasa, se encuentran minerales opacos y, en alguna ocasión, cristales de una variedad de cuarzo. En algún caso se puede observar la presencia de minerales micáceos secundarios y óxidos de hierro y también algún cristal de carbonato de relleno posterior.

Los cristales de feldespato son idiomorfos, presentando formas alistonadas o tabletas que van desde cuadrangulares a prismáticas alargadas marcando la dirección del flujo; generalmente muestran maclado karlsbad. Algún cristal se puede desarrollar más que el resto, alcanzando tamaños de hasta 1 mm y agrupándose varios entre sí.

Los minerales opacos se presentan como minúsculos cristalitas intersticiales de aspecto pulverulento.

El cuarzo aparece con formas irregulares, rellenando intersticios entre los listones de feldespato.

Se ha tomado también una muestra en un dique básico que atraviesa estos materiales en la ladera sur de Montaña Tindaya. Es un basalto olivínico, con una textura porfídica seriada microcristalina. Los fenocristales son abundantes, representando un 30% aproximadamente del total de la roca. Son de olivino y augita titanada, siendo bastante más abundantes los de olivino. Todos ellos son idiomorfos, a veces algo corroídos por la matriz y con tamaños seriados, que van desde 2 mm hasta confundirse con la misma. Los de augita pueden estar maclados y zonados.

La matriz está constituida por cristales alargados de augita, listoncillos de plagioclasa maclada, agujas y cristalitas equidimensionales de minerales opacos y cristalitas rómbicos de olivino.

5.2.1.2. *Tramo medio*

5.2.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y plagioclásicas (12 y 13)

Este tramo aparece por toda la hoja, pero fundamentalmente en coladas al sur y este de La Oliva.

En estas coladas se encuentran todos los términos, con sus pasos graduales de unos a otros según varíe la presencia del mineral dominante (olivino, augita, plagioclasa); así, se encuentran basaltos olivínicos, piroxénicos, plagioclásicos, plagioclásico-olivínicos, plagioclásico-piroxénicos, etc., y como términos subordinados, traquibasaltos.

La textura más frecuente es la glomeroporfídica con matriz intersertal, pero también se pueden encontrar texturas porfídicas con matriz intersertal, intergranular, hialopilitica o pilotáctica.

Los fenocristales son de plagioclasa, olivino y augita, predominando uno u otro según el tipo de roca o faltando alguno de ellos.

La matriz está constituida, invariablemente, por plagioclasa, olivino y augita, a los que se añaden minerales opacos, vidrio, biotita y apatito, según los casos.

Como productos secundarios se ha observado la presencia de iddingsita, serpentina y óxidos de hierro. Carbonatos y ceolitas rellenan posteriormente en algunos casos las vacuolas u oquedades presentes.

Los fenocristales de plagioclasa son tabulares, maclados y muestran zonación oscilatoria. En ocasiones se asocia con cristales de olivino formando glomérulos; estos cristales son idiomorfos, a veces con golfos de corrosión, alterados a iddingsita y serpentina por bordes y fisuras presentando en algunos casos tamaño de microfenocristales.

Existe alguna muestra en que la roca es de tendencia ankaramítica, en donde los fenocristales de augita alcanzan los 2 cm y presentan un fuerte tinte rosáceo que manifiesta su carácter titanado. Los cristales de augita también pueden presentarse en forma de microfenocristales maclados y zonados.

La matriz suele estar formada por listoncillos de plagioclasa maclada, entrecruzados o a veces con tendencia fluidal, entre los que se disponen microlitos idiomorfos de augita y olivino, o en su caso vidrio, que también rellena vacuolas con una estructura coloforme. La biotita aparece en algunas ocasiones como finas escamas y el apatito también lo hace en forma de finas agujas.

En los términos traquibasálticos, la presencia de olivino es mucho menor y los fenocristales están casi ausentes, siendo la textura pilotáxica-traquitoidea.

5.2.1.3. Tramo superior

5.2.1.3.1. Coladas basálticas (14)

Sólo se han distinguido dos pequeños afloramientos de este tramo: uno en la Montaña del Frontón y otro en Morro Grande, en donde se ha recogido una muestra.

Es un basalto plagioclásico olivínico con una textura porfídica micro-criptocristalina.

Los fenocristales son de plagioclasa y olivino, sobre todo del primero, cuyos cristales aparecen maclados con formas prismáticas, formando glomérulos en algunos casos. Los de olivino muestran formas idiomorfas y subidiomorfas.

En la matriz, oscura y fina, destacan microlitos de plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino.

5.2.1.4. Episodios tardíos

5.2.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (14a)

Corresponden a las coladas de la parte alta de Montaña La Oliva. Son rocas de composición basáltica olivínica y texturas porfídicas o afíricas, de matriz micro-cristalina. Los fenocristales más abundantes son de olivino idiomorfo-subidiomorfo, con secciones cuadráticas, bordes redondeados y, a veces, golfos de corrosión. Sus tamaños oscilan entre 1 mm y 3 mm. La alteración del olivino se manifiesta bien por iddingsitización total o parcial en sus bordes, o bien como serpentización. La augita suele ser más escasa, presentándose con hábitos prismáticos y microzonada. La plagioclasa es menos frecuente aún como fenocristal.

La matriz es rica en microlitos de plagioclasa maclada, gránulos de opacos cuadráticos o aciculares y augita.

5.2.1.5. Rocas filonianas. Diques básicos (1)

En la red de diques básicos que atraviesa la Fase miocena se han encontrado fundamentalmente litologías de basaltos olivínicos, basaltos piroxénicos con olivino y traquibasaltos, similares a las que se presentan en las lavas.

Los basaltos olivínicos generalmente muestran texturas porfídicas microcristalinas con fenocristales de olivino y augita titanada, a los que se pueden añadir plagioclasa y minerales opacos en algunas ocasiones. La matriz está constituida por plagioclasa, augita, minerales opacos y olivino. En cantidad accesoria generalmente se encuentra vídrio y, como minerales secundarios, iddingsita y serpentina.

El porcentaje de fenocristales es variable, pudiendo ir desde casi inexistentes hasta un 25% aproximadamente del total de la roca. Los tamaños oscilan entre 1 y 3 mm.

Los de olivino son idiomorfos, con secciones prismáticas y cuadradas, de bordes redondeados y, en algunos casos, con golfos de corrosión. Los fenocristales de augita titanada también presentan secciones idiomorfas, con zonado y, asimismo, pueden estar corroídos por la matriz. Los fenocristales de plagioclasa aparecen en secciones prismáticas alistonadas y con maclas. Los de minerales opacos, poco frecuentes, son idiomorfos y algo redondeados, de menor tamaño que el resto.

La matriz está formada por abundantes cristales prismáticos de augita titanada; plagioclasa en listoncillos con maclado karlsbad, a veces en cristales casi aciculares, pudiendo estar dispuestos paralelamente; minerales opacos equidimensionales o aciculares y olivino en secciones idiomorfas, equidimensionales y con tamaños algo superiores al resto. El vídrio, muy escaso, ocupa posiciones intersticiales.

En los basaltos piroxénicos con olivino la proporción de augita titanada es mayor que en los olivínicos.

Los traquibasaltos están constituidos por listoncillos de plagioclasa maclada abundantes, de textura pseudotraquítica, entre cuyos intersticios se disponen pequeños cristaltos idiomorfos prismáticos de augita titanada, cristales idiomorfos equidimensionales, a veces esqueléticos de minerales opacos y cristaltos rómbicos o alargados de hábito esquelético de olivino.

No presentan fenocristales y, en ocasiones, la textura es amigdalar con relleno de carbonatos.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica

Se dispone de siete análisis químicos dentro de la hoja (Tabla 5.1), que corresponden a una tefrita, un picrobasalto, un basalto, una traquita y tres riolitas en el diagrama TAS (Fig. 5.1).

El estudio geoquímico se hará tomando en conjunto los análisis disponibles en esta hoja y en el resto de las hojas de la isla.

Los tipos litológicos encontrados en la Fase miocena corresponden en su mayoría a rocas basálticas y traquibasálticas, como ocurre con las muestras estudiadas petrográficamente en la hoja. El resto de las rocas corresponden a términos de una serie alcalina, como son, tefritas y basanitas (no encontrados petrográficamente en esta área), mugearitas y benmoreitas (muy escasas), traquitas y riolitas.

Las rocas básicas muestran valores bajos de SiO_2 (entre 42 y 49%), también bajos de Al_2O_3 y altos de CaO y MgO . En la norma se caracterizan por el alto contenido en apatito, ilmenita y magnetita, más o menos alto en anortita y por tener un grado de subsaturación más o menos

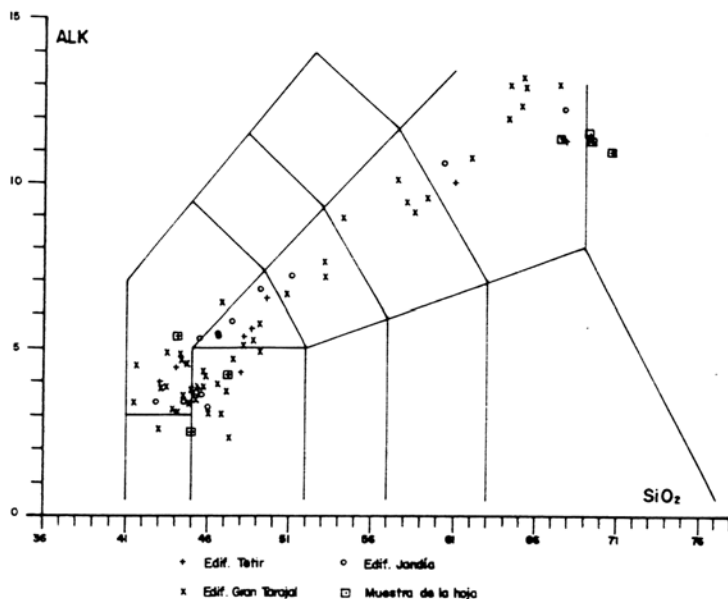


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.

importante, con presencia de olivino y/o nefelina. Son rocas muy poco diferenciadas y con un índice de peralcalinidad muy bajo.

Las rocas sálicas, representadas en la hoja por Montaña Tindaya y otros afloramientos similares, corresponden realmente a traquitas con cuarzo (cuarzo-traquitas), como se puso ya de manifiesto en el estudio petrográfico. La razón de que en el diagrama TAS (Fig. 5.1), tres de las muestras se proyecten en el campo de las riolitas se debe a la presencia en ellas de mayor cantidad de SiO_2 . Presentan valores más altos de SiO_2 (superiores al 60%), en Al_2O_3 , en álcalis y más bajos en CaO y MgO . Son rocas sobresaturadas con cuarzo e hiperstena normativos y alto contenido en albita. Muestran un índice de diferenciación muy alto y un índice de peralcalinidad también alto, aunque sin alcanzar la unidad. En el caso de las muestras de esta hoja, los índices de diferenciación son particularmente altos.

En las relaciones óxidos/ SiO_2 (Fig. 5.2), las rocas de la Fase miocena muestran un claro comportamiento propio de mecanismos de diferenciación fraccionada. Así, se observa una disminución de elementos propios de minerales ferromagnesianos, según progresa la diferenciación (MgO , Fe total, CaO , TiO_2 y P_2O_5), mientras que los álcalis y alúmina, que se acumulan con preferencia en los términos más diferenciados, tienden a aumentar en ese sentido.

En el triángulo AFM (Fig. 5.3), se observa un comportamiento característico de rocas de la serie alcalina. En el caso particular de las muestras de esta hoja, quizá la pauta sería, en compara-

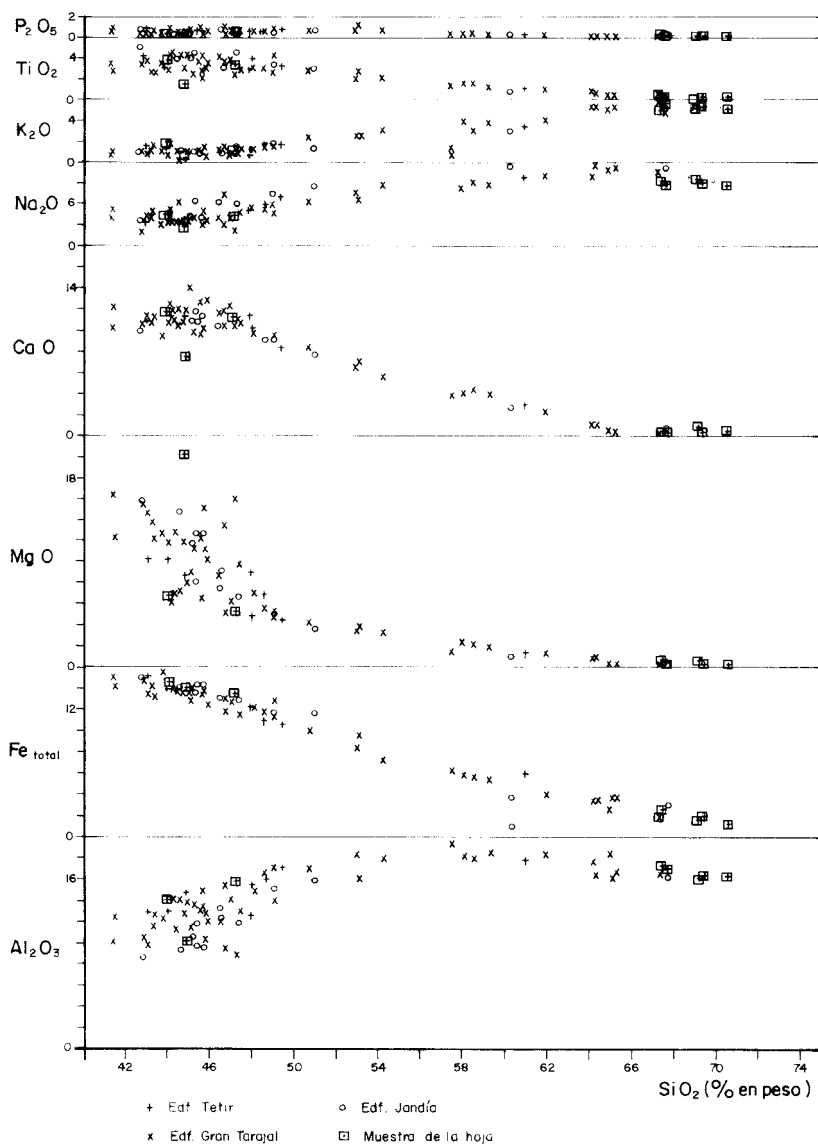


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

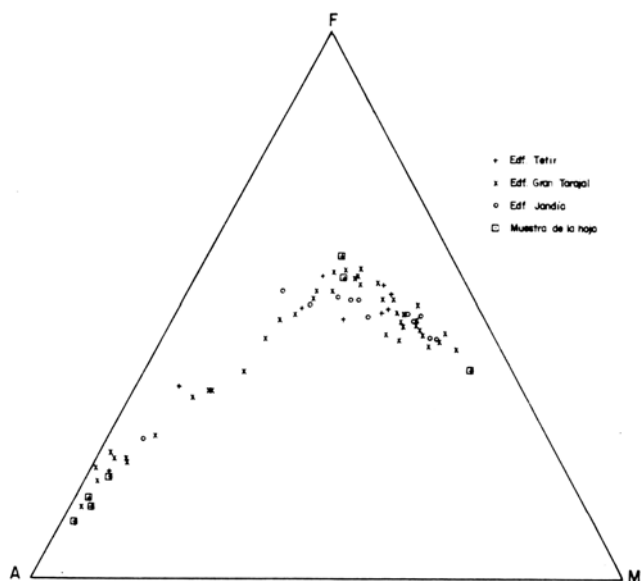


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

ción, correspondiente a rocas algo menos alcalinas. Dentro de esta serie magmática, la línea evolutiva seguida es claramente basalto-traquita.

Podría decirse que las rocas pertenecientes al edificio norte de la isla parecen ser algo menos alcalinas, con más términos riolíticos y menos términos basaníticos y tefríticos, en comparación con las rocas de los otros dos edificios.

5.2.3. Fase Pleistocena inferior. Petrología

5.2.3.1. Coladas basálticas olivínicas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (16,17 y 18)

Montaña Blanca. De este edificio se poseen muestras de un planchón lávico intercalado en la tefra de la ladera este y del dique que la atraviesa. Ambas son de composición basáltica olivínica de carácter porfídico, en donde destacan únicamente fenocristales idiomorfos-subidiomorfos de olivino, de formas hexagonales y prismáticos, con una alteración a iddingsita, de incipiente en el dique a moderada en el planchón lávico. La matriz está compuesta por microlitos de augita, plagioclasa y minerales opacos. Algunos intersticios pueden estar rellenos por carbonatos.

Montaña Caima. Se ha muestreado una bomba en la ladera este. Es de composición basáltica olivínica y textura porfídica vesicular microcriptocristalina. Los fenocristales son todos ellos de olivino con secciones idiomorfas-subidiomorfas, inmersos en una matriz de tonos marrones y de carácter pseudovítreo, en la que destacan microlitos de plagioclasa, augita y minerales opacos. Algunas vesículas aparecen rellenas por carbonatos.

Montaña Roja y Calderetilla de Roja. De ambos edificios se poseen muestras de bombas volcánicas de sus laderas, así como de una colada que parece salir del cráter de Montaña Roja, en el barranco de Las Lajas. La bomba del primer cono muestra una textura porfídica vesicular criptocristalina, con fenocristales de olivino muy frescos. La matriz es poco cristalina, de color negruzco y con algunos microlitos de plagioclasa, augita y olivino. Ocasionalmente aparecen agregados de ferromagnesianos.

La muestra de la colada presenta una textura porfídica con matriz más cristalina, donde se observan fenocristales de olivino algo iddingsitizados que exhiben dos hábitos distintos: uno como cristales pequeños e idiomorfos, con golfos de corrosión, y otro como cristales alotriomorfos de mayor tamaño, que pueden corresponder a otra generación y aparecen algo más alterados. Los componentes de la matriz son microlitos de plagioclasa y augita fundamentalmente y también de olivino y de minerales opacos, éstos casi pulverulentos. Algunas vesículas se rellenan con carbonatos y analcima.

La bomba de Calderetilla de Roja es, al igual que la del cono anterior y su colada, de composición basáltica olivínica. La textura es porfídica vesicular microcriptocristalina con pequeños fenocristales de olivino idiomorfos, altamente iddingsitizados. La matriz, oscura y escasamente cristalina, está constituida fundamentalmente por microlitos de plagioclasa y augita. Las vacuolas aparecen rellenas por carbonatos.

Montaña Escanfraga. Se dispone de dos muestras, de una bomba y una colada, tomadas en la ladera sur y norte, respectivamente. Son rocas de composición basáltica olivínica y textura porfídica vesicular, con mayor grado de cristalinidad en el caso de la colada. Los fenocristales son idiomorfos-subidiomorfos, con escasos golfos de corrosión y con un grado de iddingsitización bajo en el caso de la bomba y casi nulo en el de la colada.

La matriz, en el caso de la colada, está constituida por microlitos de plagioclasa, entre los que se disponen cristallitos de augita, minerales opacos y, en menor proporción, olivino. En la bomba, debido a su proceso de enfriamiento más brusco y rápido, la matriz es realmente una pasta oscura pseudovítrea, en la que destacan microlitos de plagioclasa y minerales opacos.

Montaña Llano del Palo. Las bombas de este pequeño edificio son basaltos olivínicos, con textura porfídica vesicular criptocristalina. Los fenocristales son únicamente de olivino, con secciones idiomorfas-subidiomorfas de pequeño tamaño en una matriz negruzca poco cristalina, en la que destacan casi exclusivamente algunos microlitos de plagioclasa y de augita.

Edificio Peñas Caídas. Es de composición basalto olivínico, con fenocristales idiomorfos-subidiomorfos de olivino, algo iddingsitizados, inmersos en una matriz de plagioclasa, augita y minerales opacos.

Malpaíses sin centro de emisión localizados. Todas las coladas muestran basaltos olivínicos, variando entre ellos, exclusivamente, el grado de cristalinidad y el de iddingsitización del olivino.

Las texturas casi siempre son porfídicas micro o criptocristalinas y a menudo vesiculares. Los fenocristales más o menos abundantes son siempre de olivino en secciones idiomorfas o subidiomorfas.

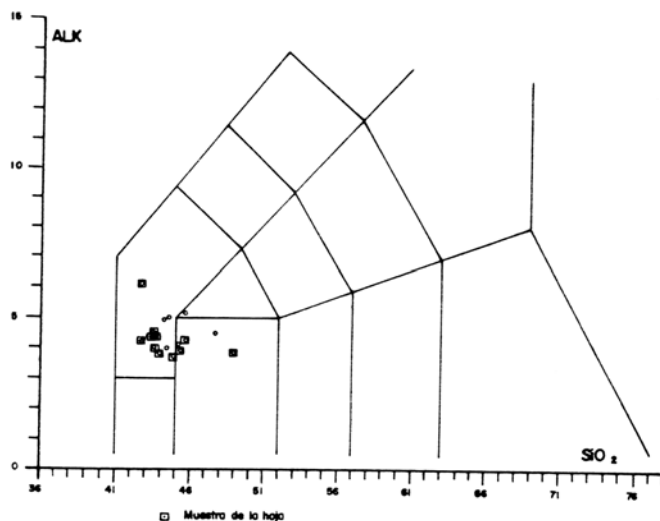


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pleistocena inferior.

La matriz está constituida por finos microlitos, a veces casi imperceptibles, de plagioclasa, augita y minerales opacos, a los que se suele añadir olivino. Las vesículas existentes a menudo están rellenas por carbonatos y, en algún caso, por ceolitas.

Calderetilla de Fimapaire. Se ha estudiado una muestra de escoria del cono del edificio. Son basaltos olivínicos con texturas porfídicas intergranulares o microcriptocristalinas, más o menos vesiculares.

Los fenocristales son casi exclusivamente de olivino. Éste muestra cristales idiomorfos-subidiomorfos de secciones prismáticas o hexagonales, con tamaños de alrededor de 1 mm, generalmente se encuentran iddingsitizados. Cuando existen fenocristales de plagioclasa, éstos muestran formas alisonadas con maclado polisintético.

La matriz está formada por listoncitos de plagioclasa maclada, augita prismática y abundantes minerales opacos de hábito acicular o esquelético. En alguna muestra se aprecian escasos cristaltos de olivino.

Las vesículas pueden estar rellenas por carbonatos.

5.2.4. Fase Pleistocena inferior. Geoquímica

Se dispone de doce análisis químicos dentro de la hoja (Tabla 5.3), que corresponden a basanitas y basaltos alcalinos en el diagrama TAS (Fig. 5.4). El resto de análisis de la misma fase, localizados en otras áreas, muestran asimismo tipos litológicos similares.

Los tipos petrográficos encontrados en la hoja son todos ellos basaltos sin foide modal.

En todos los diagramas (Fig. 5.4), los análisis de la Fase pleistocena inferior, tanto en esta hoja como en las otras donde aflora en la isla, forman, salvo alguna excepción, una nube compacta con muy escaso margen de variación, y sus posiciones son, asimismo, bastante similares a los análisis de la Fase pleistocena media-holocena.

Son rocas básicas, con valores entre 41 y 45%, salvo alguna aislada que puede alcanzar el 48%, valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis.

Son rocas subsaturadas con olivino y nefelina normativos. Los valores de albita y anortita son altos. Los índices de diferenciación son muy bajos e igualmente los de peralcalinidad.

En el diagrama óxidos/SiO₂ (Fig. 5.5), se observa que los óxidos se mantienen bastante constantes según aumenta la SiO₂, siendo el MgO el que desciende algo más rápidamente. La alúmina parece mostrar, por el contrario, una leve tendencia a aumentar.

Las características geoquímicas de estas emisiones siguen un comportamiento evolutivo propio de series magmáticas alcalinas, como se observa en el diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.6).

5.2.5. Fase pleistoceno media-holocena. Episodios recientes. Petrología

5.2.5.1. Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra (19, 20, 23, 24, 26 y 27)

Montaña Pajarita-Montaña Negra. Han sido recogidas muestras de los dos edificios, tanto de sus coladas como de sus conos piroclásticos, siendo ambos grupos básicamente iguales, diferenciándose únicamente las muestras de los conos por su mayor vesicularidad. De la misma manera, las rocas son también idénticas a las de los otros edificios de esta misma fase. La composición de estas rocas es basáltica olivínica con una textura porfídica microcristalina más o menos vesicular. En algún caso se observan texturas criptocristalinas o hialopílticas.

Los fenocristales son prácticamente en su totalidad de olivino, salvo en alguna ocasión que también se encuentran de augita.

Los fenocristales de olivino son relativamente abundantes, presentando cristales idiomorfos-subidiomorfos de secciones prismáticas, hexagonales y triangulares, con tamaños generalmente inferiores a 1 mm, aunque en algún caso pueden alcanzar los 5 mm.

La matriz, a veces bastante negruzca, está constituida por finos microlitos de plagioclasa macrada, augita en menor proporción, con cristallitos prismáticos y minerales opacos ocupando posiciones intersticiales y de aspecto pulverulento. La presencia de olivino en la matriz es escasa o a veces nula. Rara vez se observa además vidrio intersticial de color marrón.

Las vesículas suelen estar vacías, mostrando formas redondeadas alargadas, que a veces coalescen entre sí.

Se observa en algún caso la presencia de algún pequeño nódulo ultrabásico.

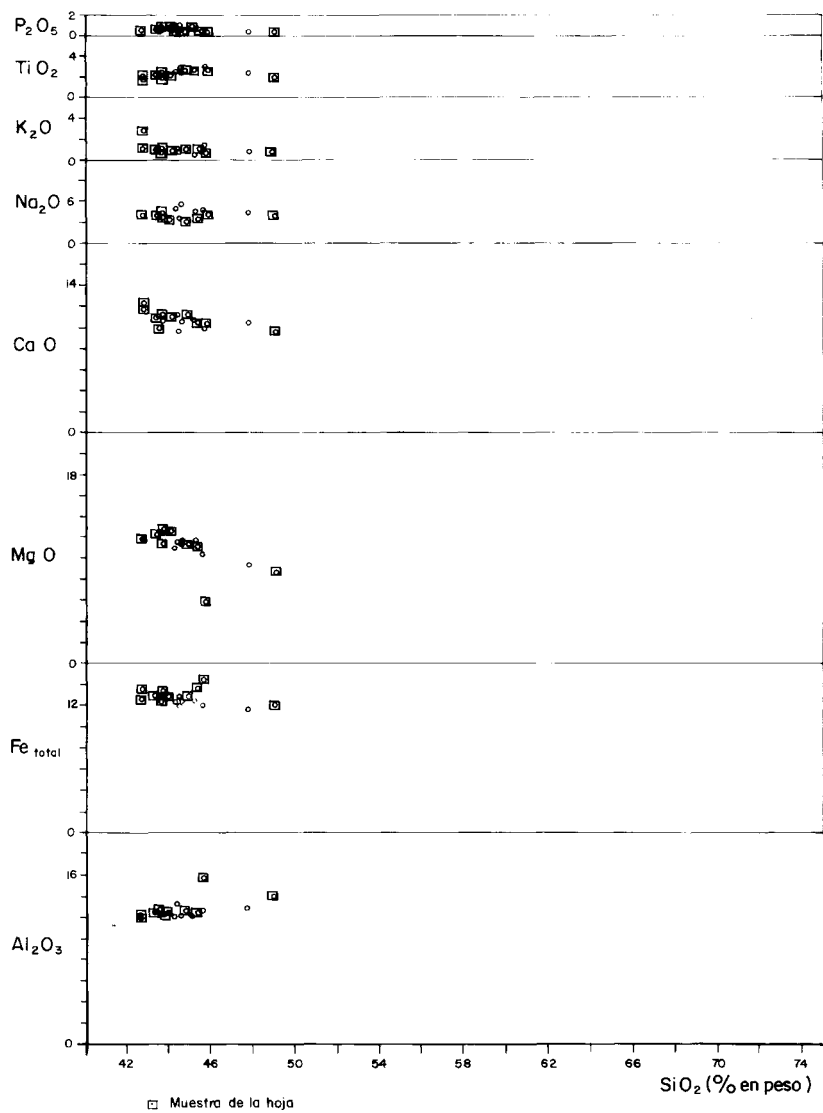


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena inferior.

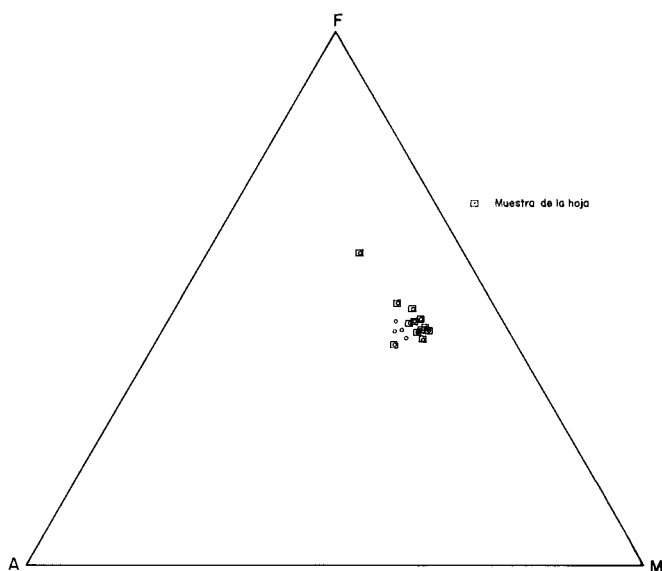


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase pleistocena inferior.

Montaña Los Saltos. Como en los casos anteriores, las muestras del cono y de las coladas son similares, con la salvedad de que aquéllas son más vesiculares. Asimismo, presentan las mismas características que las rocas de los otros edificios de la hoja.

Son basaltos olivínicos con una textura porfídica microcristalina más o menos vesicular.

Los fenocristales son casi en su totalidad de olivino, salvo en algunos casos en que aparecen escasos fenocristales de augita. Los de olivino son relativamente abundantes, idiomorfos-subidiomorfos, con secciones prismáticas, subhexagonales y cuadráticas y tamaños de alrededor de 1 mm. Pueden presentar algún golfo de corrosión y ligera alteración a iddingdita en los bordes. En ocasiones los cristales se agrupan, dando lugar a pequeños agregados. Cuando existen fenocristales de augita, éstos son de menor tamaño y con formas idiomorfas prismáticas.

La matriz es fina y está constituida por un entramado de microlitos de plagioclasa con maclado polisintético, augita prismática más o menos intersticial y minerales opacos de aspecto pulverulento o con hábito acicular. El olivino raramente está presente en la matriz.

En alguna ocasión se observa vidrio escaso de carácter intersticial.

Las vesículas, que en el caso de los materiales del cono son abundantes, son redondeadas y con formas alargadas.

Por sus características, las rocas de esta fase pleistocena representarían los términos menos diferenciados de una serie alcalina.

Montaña de la Arena. Las coladas emitidas por este volcán son de basaltos olivínicos, con un grado de cristalinidad no muy alto, como lo manifiesta su textura microcriptocristalina, o en ocasiones hialopilitica.

Los fenocristales son mayoritariamente de olivino idiomorfo-subidiomorfo, con secciones prismáticas y hexagonales a menudo con golfos de corrosión y formando pequeños acumulados. En general, sus tamaños son inferiores al milímetro y sólo en algún caso están cercanos a él o lo superan. En mucha menor medida aparece alguno alotriomorfo, con extinción ondulante, que procede de la desintegración de enclaves ultramáficos. Mucho más escasos son los cristales de augita idiomorfa, con hábito prismático.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa maclada, opacos y augita. Se observan abundantes vesículas de formas alargadas, a veces coalescentes y rellenas por carbonato.

La composición basáltica de estas coladas es prácticamente idéntica a la de las emitidas por el volcán Montaña Los Saltos, diferenciándose únicamente en el grado de cristalinidad.

Montaña del Mal Nombre. Los materiales emitidos por este volcán son basaltos olivínico-piroxénicos bastante frescos, con una textura porfídica hialopilitica.

Destacan fenocristales de olivino frescos idiomorfos-subidiomorfos y en menor medida de augita, de formas prismáticas.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, augita y minerales opacos de aspecto pulverulento.

Montaña de los Apartaderos. Los materiales de este edificio son basaltos olivínico-piroxénicos, de carácter porfídico y matriz microcristalina.

Los fenocristales más abundantes son de olivino, con secciones hexagonales, prismáticas y cuadráticas, en ocasiones con golfos de corrosión. Su tamaño suele ser inferior a 1 mm, aunque a veces lo sobrepase. Menos frecuentes y de menor tamaño son los fenocristales de augita que muestran secciones idiomorfas, prismáticas o hexagonales; pueden formar agregados glomeroporfídicos.

La matriz está constituida por microlitos de augita, plagioclasa maclada y abundantes minerales opacos.

5.2.6. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica

De este último episodio volcánico de la isla se dispone en el área de 19 análisis químicos (Tabla 5.3). Son emisiones de carácter basáltico y basanítico, según se desprende del diagrama TAS (Fig. 5.7), asimilándose perfectamente al resto de muestras de esta fase en la isla. La presencia de traquibasaltos (RB-70) en esta fase no es frecuente, pero el hecho de corresponder petrográficamente a un basalto olivínico y el proyectarse en los límites del campo hace pensar que

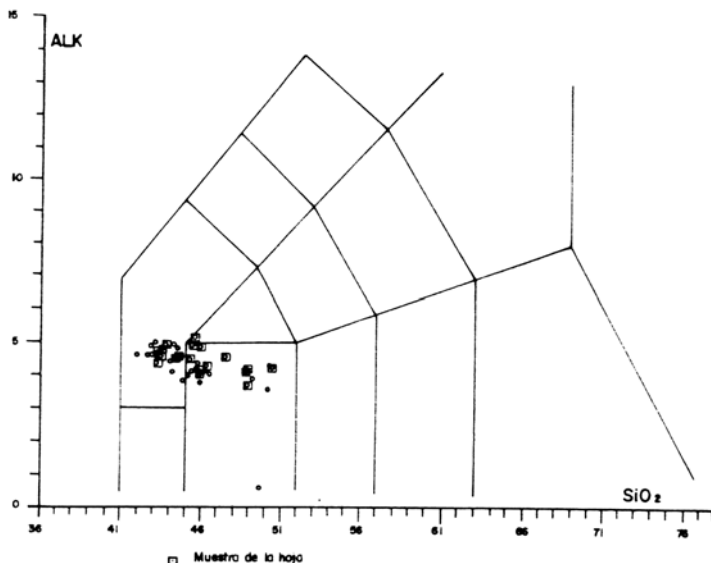


Fig. 5.7. Diagrama TAS de la Fase pleistoceno medio holocena.

son pequeñas variaciones numéricas analíticas las que desplazan ligeramente su posición en el diagrama TAS.

Son rocas muy básicas, con valores de SiO_2 en 42 y 48%, altos contenidos en CaO, MgO y Fe total y medianas en álcalis.

Muestran un carácter subsaturado, con presencia de olivino y nefelina importante, reflejando, asimismo, su comportamiento alcalino, más acentuado en algunos términos basálticos que en otros.

En cuanto a índices de diferenciación y de peralcalinidad, muestran un grado bajo o intermedio.

En el diagrama de variación óxidos/ SiO_2 (Fig. 5.8), el comportamiento que manifiesta la serie es propio de mecanismos de diferenciación fraccionada. Aunque la pauta que siguen los óxidos con la diferenciación no muestra grandes variaciones, se observa una tendencia a disminuir el MgO, Fe total, CaO y a aumentar el aluminio.

La tendencia magmática evolutiva muestra las características de la serie alcalina (Fig. 5.9), al igual que ocurre con los episodios volcánicos anteriores, situándose estas emisiones en los estadios iniciales de la misma.

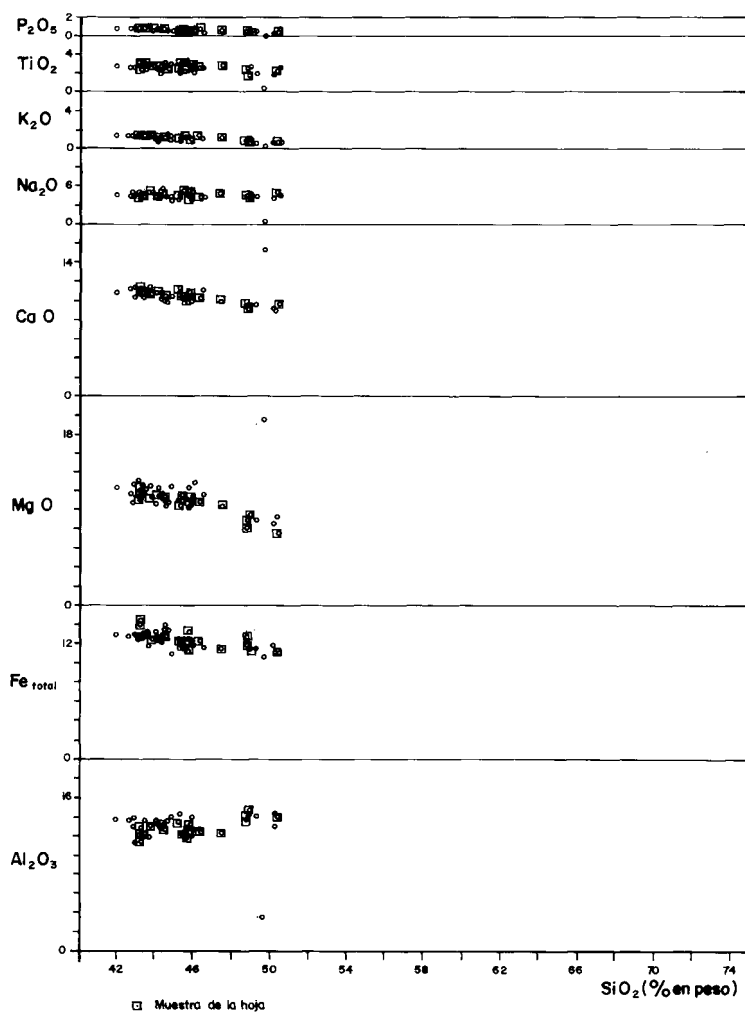


Fig. 5.6. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena media holocena.

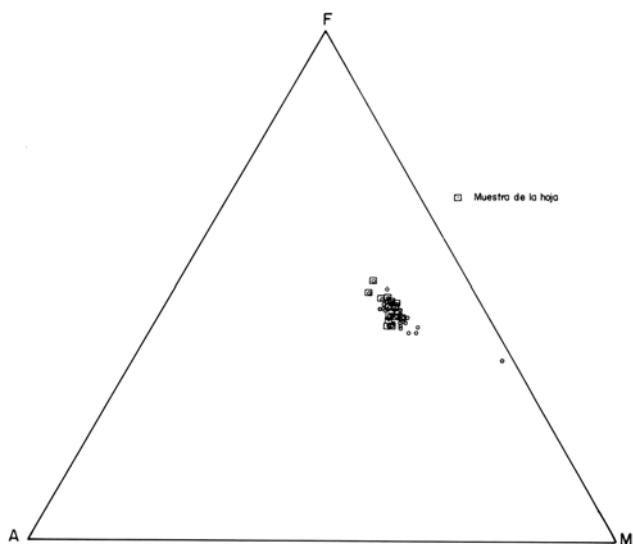


Fig. 5.9. Diagrama AFM de la Fase pleistocena media holocena.

Considerando conjuntamente las emisiones cuaternarias y las de la Fase miocena, se observa una tendencia más alcalina en las más recientes.

5.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

5.3.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5m y 1 m) (28)

Se ha tomado una muestra de un nivel de arenisca muy compactada con fauna.

Se trata de una biocalcarenita con matriz arenosa de grano grueso-muy grueso. Está constituida por fragmentos de fósiles, de micrita, de basalto olivínico y de traquibasalto, bastante seleccionados y de bordes redondeados o subredondeados. Es una roca grano-soportada, en cuyos intersticios se ha depositado cemento esparítico.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Desde el Oligoceno e incluso desde antes (Cretácico), tenían lugar procesos volcánicos submarinos en el ámbito de la isla actual, que gradualmente fueron conformando el Complejo Basal de Fuerteventura. Estos procesos están controlados por un régimen de esfuerzos corticales de orientación principal NNE-SSO y facilitan el ascenso de magmas procedentes del manto. A lo largo de esa dirección tiene lugar la inyección masiva de diques, asociados a macizos plutónicos máficos y ultramáficos de carácter alcalino. El emplazamiento de estos magmas se sucede de

manera continua en el tiempo, pero revelando varias generaciones tanto de diques como de episodios intrusivos diferentes.

Los primeros episodios corresponden a rocas ultralcalinas con predominio de tipos ijolíticos y algunos melteigíticos, asociados, en las etapas finales, a sienitas y carbonatitas, provocando intensos fenómenos de fenitización en las rocas encajantes. Las etapas de penetración plutónica posteriores tienen un carácter alcalino, con gabros y peridotitas como facies principales.

Las últimas pulsaciones intrusivas del Complejo Basal finalizan con la emersión de la protoisla de Fuerteventura, a principios del Mioceno. Todavía, sin embargo, seguían produciéndose manifestaciones volcánicas relacionadas con la formación del Complejo Basal, aunque ya de carácter subaéreo, que van enlazando con las manifestaciones eruptivas siguientes (Formaciones de transición). El período de construcción de esta unidad para el conjunto de la isla, queda situado, tomando las dataciones absolutas de LE BAS *et al.* (1986b) e IBARROLA *et al.* (1989), entre los 80 y los 20 m.a. La supraestructura volcánica de la isla no va a construirse, no obstante, hasta el comienzo del primer episodio volcánico claramente subaéreo, la Fase volcánica miocena.

Estos primeros materiales volcánicos subaéreos superpuestos al Complejo Basal originan grandes edificios estratovolcánicos solapados en el tiempo, de los cuales el más septentrional (edificio del norte o de Tetir) está en parte representado en esta área. La construcción de este edificio se prolongó durante la mayor parte del Mioceno, según las dataciones radiométricas disponibles, entre los 20 y 13,6 m.a. tiempo durante el cual se producen una serie de acontecimientos propios de la evolución y desarrollo de estos edificios oceánicos. Parece existir, pues, según indican las edades radiométricas, un solapamiento entre las últimas emisiones del Complejo Basal y las primeras de la Fase miocena.

El conjunto volcánico más antiguo, correspondiente al denominado Grupo Ampuyenta, está constituido por coladas basálticas olivínico-piroxénicas, a menudo de tendencia ankaramítica, atravesadas por una densa red de diques, principalmente de composición basáltica. Hacia los estadios finales de la construcción de este primer edificio tiene lugar la intrusión de Montaña Tindaya en las coladas basálticas. En un momento, activado por procesos aún no suficientemente conocidos (¿tectónicos?), se produce el colapso y dismantelamiento de gran parte de este edificio, originándose enormes volúmenes de materiales volcanoclásticos, la brecha Ampuyenta, que cubren una gran extensión de terreno, representadas en esta área, sus facies más distales, en la zona meridional de la hoja.

Paralelamente continúa la actividad volcánica, aunque quizás atenuada, quedando los materiales lávicos emitidos intercalados en los depósitos fragmentarios, los cuales a su vez, en sus partes distales y superiores, sufren un retrabajamiento por procesos erosivos simultáneos de ajuste del relieve.

Tras un período de tiempo no demasiado extenso, resurge la actividad volcánica con gran intensidad, emitiéndose, a partir de fisuras, grandes cantidades de materiales basálticos, correspondientes a tramos intermedios y superiores del edificio. Éstos se apoyan según una discordancia erosiva, no siempre bien marcada, sobre los restos del edificio dismantelado. Constituyen enormes y potentes apilamientos de coladas, con intercalaciones piroclásticas subordinadas, que configuran una sucesión tabular con suaves buzamientos periclinales hacia el exterior del edificio. Su

composición es eminentemente basáltica olivínico-piroxénica, con proporciones más restringidas de basaltos plagioclásicos y traquibasaltos. Al igual que la parte inferior del edificio, las coladas están atravesadas por diques, aunque en menor número, y también de composición basáltica mayoritariamente, salvo algunos, algo más diferenciados.

En las etapas finales de construcción del edificio mioceno se emiten lavas, también de composición basálticas, que quedan discordantes con el resto de las emisiones anteriores. Son los episodios tardíos, que en esta área están representados por los materiales que constituyen la parte superior de Montaña de La Oliva.

Cuando se interrumpe definitivamente la actividad volcánica, a finales del Mioceno, sobreviene un intenso período erosivo (de aproximadamente 7 m.a.), durante el cual se modela el relieve principal. Las sucesiones tabulares de coladas basálticas fueron seccionadas por encajamiento de la red de drenaje, originando amplios valles y barrancos.

Con posterioridad a esta etapa de erosión y degradación del relieve, comienza la actividad volcánica correspondiente a la Fase pliocena superior, ya en este período. Surge así el edificio La Ventosilla, hace 2,45 m.a. [COELLO *et al.* (1992)], junto con otros edificios situados en el Valle Central (véase otras hojas más al sur), emitiendo coladas "intracanyon" que se dirigen hacia la costa este. Posteriormente, y sin mediar una interrupción importante en la actividad volcánica, se emiten las primeras coladas durante el Pleistoceno inferior a partir de centros puntuales aislados (aproximadamente), como el edificio Llano del Palo, pero principalmente a partir de fisuras que originan alineaciones de edificios de tefra, como Montaña Escanfraga, Montaña Caima y Montaña Roja. Los materiales emitidos se adaptaron al relieve preexistente, rellenando parte de los valles excavados en las coladas miocenas, e incluso prolongaron la línea de costa mar adentro. Algunas de estas emisiones han sido datadas en 1,7 m.a.

A lo largo del Cuaternario, el volcanismo continúa en esta parte de la isla, con emisiones que se van sucediendo escalonadamente. Se emiten materiales asimismo de carácter basáltico, que originan extensos campos de lavas o malpaíses, algunos datados en 400.000 años, con coladas que alcanzan extensiones variables y forman numerosos conos de cinder, a menudo también alineados a lo largo de fisuras de direcciones preferentes. Surgen así edificios como la Calderetilla de Fimapaire, situado en la cabecera de un valle excavado en el relieve mioceno, y otros como Montaña de los Saltos, Montaña Negra, Montaña Pajarita y Montaña de los Apartaderos.

Durante el Pleistoceno superior se instalan también extensos campos de dunas en el litoral, favorecidos por unas condiciones climáticas áridas y fuertes vientos dominantes, de componente N y NE. En la costa se depositan los sedimentos marinos correspondientes al jandiense, con un nivel del mar elevado 1 o 2 m por encima del actual.

Finalmente, en épocas ya subhistóricas (Holoceno superior), surge el volcán Montaña La Arena cuyas lavas fosilizaron parte de las dunas pleistocenas. Entre los últimos 4.000 y 2.000 años siguen acumulándose en la costa depósitos marinos, correspondientes al erbanense, con un nivel del mar a +0,5 m / 1 m por encima de la posición actual. Finalmente, comienza la formación del campo de dunas de Corralejo, cuya dinámica y desarrollo persiste aún hoy en día.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se consideran los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos en esta área, teniendo en cuenta para ello un reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España [ITGE (1990)]. Se han consultado también otras fuentes bibliográficas con datos actualizados, completándose el resto con las propias observaciones realizadas en la zona durante la ejecución de la cartografía.

Aunque se ha procurado restringirse al ámbito de la hoja, algunos datos incluidos en el texto abarcan también datos globales a escala insular o del conjunto de las cuencas respectivas representadas en el área.

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

El clima de esta parte de la isla, como el del resto de la misma, es de tipo desértico-cálido, con una marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25 °C, pudiendo alcanzarse, aunque raramente, valores de 40 °C, en épocas veraniegas. La insolación es intensa y varía entre 6 y 9,5 horas/día, según la estación del año, [MARZOL (1988)+.

La humedad relativa del aire es bastante elevada en las zonas próximas al litoral, sufriendo variaciones acusadas desde las primeras horas del día hasta el mediodía [MARZOL (*op. cit.*)].

Un rasgo bastante característico es la constante acción del viento la mayor parte del año, con intensidades fuertes a moderadas, que rebaja la sensación de calor en la zona.

Pluviometría

El total de lluvias anual en toda la isla es del orden de 183,69 hm³/año [ITGE (1990)], que distribuido sobre su superficie total, representa una pluviometría anual de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla, entre 3,26 y 4,89 hm³/año, es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometría total. La fracción que se infiltra hacia el subsuelo puede oscilar entre 9,56 y 14,34 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

En el área considerada, las lluvias son escasas y muy irregulares, con precipitaciones inferiores a 100 mm/año, según se desprende del esquema de ITGE (1990) (Fig. 7.1). En el barranco de Las Pilas y otros cercanos, la precipitación total medida es de unos 10,42 hm³/año [ITGE (*op. cit.*)], mientras que en el barranco de Esquinzo es de 14,10 hm³/año. A partir del área meridio-

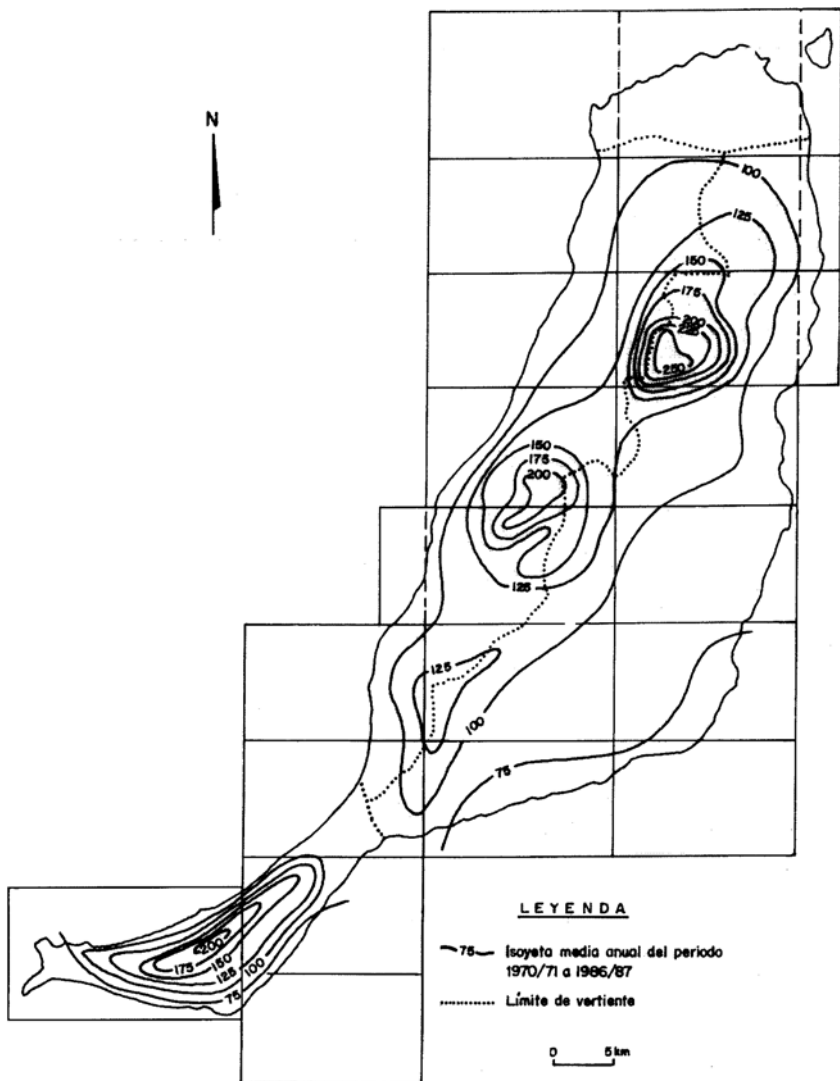


Fig. 7.1. Esquemas de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), 3 con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000.

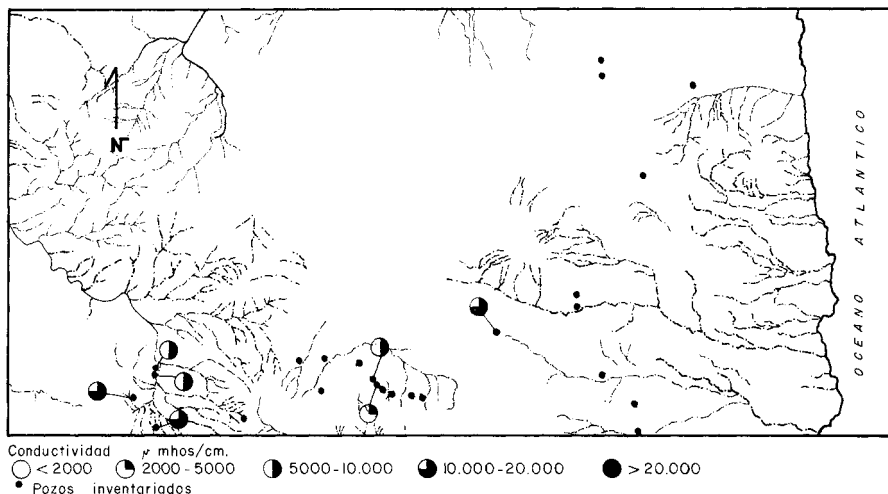


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

nal de la hoja, la mayor altitud topográfica de los relieves de Montaña Tabaiba, altos de Vallebrón y otras situadas ya en la hoja de Tetir condicionan una mayor pluviosidad, que alcanza un máximo de unos 20 mm/año en el Pico de La Muda, localizado en aquella hoja.

Dadas pues las características pluviométricas de la zona, todos estos barrancos están secos durante la mayor parte del año, e incluso durante años enteros. En época de lluvias, la descarga se produce rápidamente, pudiendo desarrollarse avenidas torrenciales de gran virulencia, lo cual es característico de regímenes climáticos semidesérticos, con precipitaciones escasas y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Cuencas y cauces principales.

La red hidrográfica de esta área está constituida por una serie de escasos barrancos principales, con numerosos tributarios, de orden inferior, que conjuntamente definen tres subsistemas hidrográficos claramente diferenciados, pertenecientes, a su vez, a tres cuencas hidrológicas (Fig. 7.2).

Cuenca del sector oriental. Definida en esta área por los barrancos principales de Las Pilas, Cabadero y Fimapaire, que con sus correspondientes tributarios vierten sus aguas en la costa oriental.

Constituyen una red de tipo dendrítico, sin excesivas ramificaciones, encajada en materiales lávicos pliocenos y cuaternarios, generalmente.

Cuenca del sector occidental. Está representada en la zona por el barranco de Esquinzo. Sus numerosas barranqueras y afluentes drenan fundamentalmente el Complejo Basal, definiendo una red dendrítica muy tupida.

Cuenca del sector norte. Forman parte de esta cuenca los barrancos de Cañada Melián, la Costilla y Cho Cruz, que lavan los depósitos arenosos pleistocenos de la zona NO de la hoja. Definen una red bastante ramificada, canalizada hacia el norte.

En cuanto a la regulación de las aguas superficiales, en el ámbito de la hoja no existen presas que las retengan y eviten su pérdida al mar, si bien es verdad que los caudales no son lo suficientes para justificar su construcción. Por otro lado, no existen, salvo excepciones, barrancos con unas condiciones topográficas y geológicas adecuadas para su emplazamiento. En determinadas zonas se construyen, no obstante, pequeñas presas de tierra o tomaderos, aprovechando cierta impermeabilidad del terreno, las cuales contribuyen también a la recarga subterránea.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja, diferenciadas entre sí por su composición, edad, etc., definen ya, en sí, unidades hidrogeológicas determinadas. Dentro de ellas, no obstante, hay zonas de comportamiento diferente en cuanto a su capacidad de almacenamiento y circulación del agua a través de ellas, en función de factores como la fracturación, porosidad, régimen de precipitaciones, topografía, etc. Dichas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

En general, la permeabilidad por fracturación y/o por porosidad intersticial de los materiales volcánicos va asociada a los tramos escoriáceos de las coladas, mayor o menor conexión entre vesículas, y a la fisuración por disyunción columnar en sus partes internas. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. Los diques y cuerpos intrusivos, si son masivos o coherentes, pueden actuar como barreras a la circulación horizontal del agua subterránea, aunque si están fisurados actúan como drenes o vías de descarga preferentes. Los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren con el paso del tiempo pueden modificar, sin embargo, las características hidrogeológicas primarias.

Según se establece en el estudio hidrogeológico citado anteriormente, en el sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura se pueden distinguir dos acuíferos o formaciones permeables principales:

- Uno inferior, de extensión regional. Constituye el acuífero principal y es el más explotado en la actualidad. Está asociado al Complejo Basal y a la formación basáltica miocena; es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad por fracturación y por porosidad secundaria.
- Otro superficial o superior, de extensión sectorial. Está asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

En ambos casos presentan malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

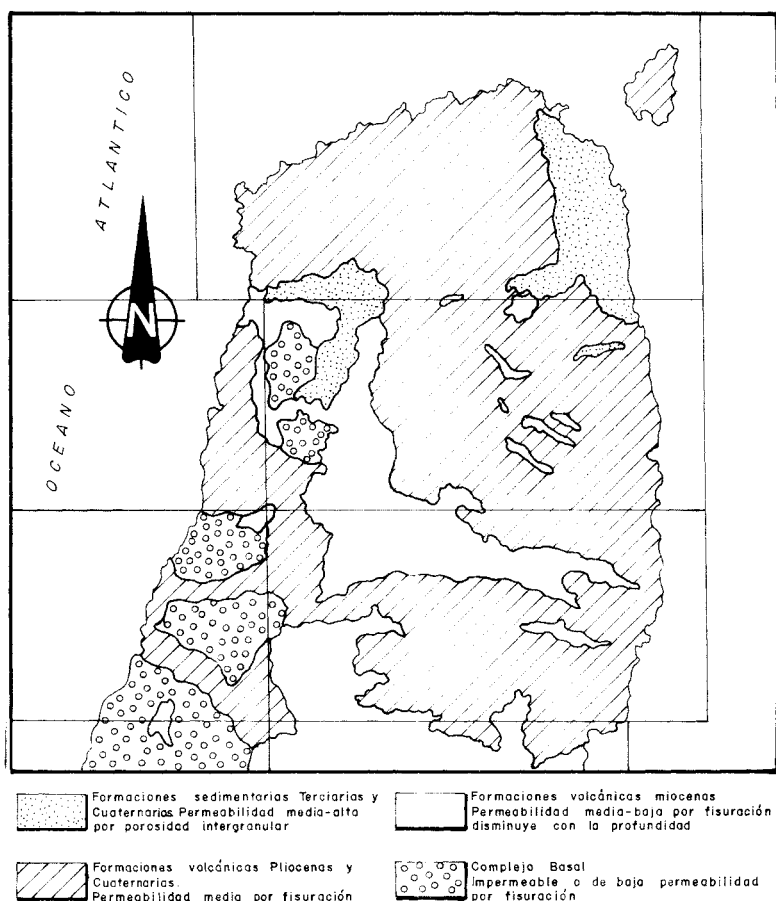


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura.

En cuanto a los parámetros hidráulicos del acuífero inferior, los pocos pozos o sondeos de los que se poseen datos de ensayos de bombeo, no permiten conocerlos con cierta fiabilidad.

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. Los materiales que componen esta unidad hidrogeológica en la zona son de naturaleza impermeable o de permeabilidad muy baja. No obstante, la intensa intrusión filoniana y la fisuración que tienen facilitan, en conjunto, cierta permeabilidad vertical secundaria, por fracturación a través de grietas y fisuras, pudiendo constituir pequeños niveles acuíferos.

En el área no existen captaciones de aguas subterráneas enclavadas en ellos.

Según ITGE (*op. cit.*) 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. Estos valores indican una transmisividad considerable como baja-media, típica de acuíferos con posibilidades de explotación limitada, con caudales de explotación entre 1 y 10 l/seg en pozos con 10 m de depresión teórica.

Por su parte, su coeficiente de almacenamiento indica un claro confinamiento del acuífero.

En cuanto a la calidad de las aguas presentes en esta unidad, los datos tomados en diversos puntos donde si hay captaciones que la interesan demuestran que suelen ser aguas de tipo sulfatado-sódicas y clorurado-sódicas. Los contenidos en sales varían entre medios y altos, por lo que no suelen ser aptos para el consumo humano. Para usos agrícolas, solamente puede ser útil de forma limitada para determinados cultivos y en suelos con buenas condiciones de drenaje que impidan su salinización.

Formación basáltica miocena. En conjunto, esta formación presenta una permeabilidad media baja, lo cual es debido a la fracturación y disyunción columnar de las coladas. Esta propiedad, no obstante, disminuye con la profundidad, debido a la alteración y compactación de la roca, mientras que en los tramos altos es algo mayor. Los tramos más permeables están ligados a las partes escoriáceas de las coladas.

En el área, la mayor parte de los pozos existentes, cuya profundidad oscila entre 40 y 300 m, obtienen agua de esta formación, si bien muchos de ellos están secos, al haber quedado sus instalaciones colgadas por encima de los niveles freáticos zonales.

En los basaltos miocenos, los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$. Estos datos, de no poder ser tomados como representativos de todo el acuífero, indican una transmisividad baja, típica de acuíferos con posibilidades de explotación escasa, con caudales de explotación entre 1 y 5 l/seg en pozos con 10 m de depresión teórica.

La calidad de las aguas en esta formación es también baja en general, con un contenido en sales minerales alto, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Esta salinidad aumenta con la profundidad, observándose que presentan unas facies de tipo clorurado-sódico. En la Figura 7.2. se han representado los pozos existentes en la zona, así como los valores de las conductividades tomados en aquellos en los que hay datos, según el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)]. Las conductividades obtenidas (principalmente entre 5.000 y 20.000 $\mu\text{mhos/cm}$ son altas, indicando que el agua en esta formación está también muy mineralizada y que es poco apta para consumo humano.

En los pozos de la zona, según aquel inventario, se pueden obtener los siguientes valores medios.

- pH = 7,6
- CO₂ disuelto = 970 mg/l
- Cl = 2.500 mg/l
- T = 27 °C
- C = 7.490 µmhos/cm

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones volcánicas pliocenas y cuaternarias (tramo intermedio). Estos materiales tienen mayor permeabilidad que las coladas basálticas miocenas, constituyendo la zona de infiltración hacia los acuíferos profundos.

La mayor permeabilidad de las coladas pliocenas está definida por el diaclasado columnar que las caracteriza. En algunos casos, cuando su potencia es grande, pueden constituir pequeños niveles acuíferos de baja transmisibilidad.

En el caso de las coladas cuaternarias, su carácter escoriáceo hace que tengan una permeabilidad aún mayor. Al ocupar cotas muy superficiales, no es fácil que el agua quede retenida en ellas, aunque en algunos casos pueden contener zonas saturadas colgadas.

Los pozos que extraen agua de esta formación se encuentran en la zona NE de la hoja y en su mayoría no tienen agua, al quedar por encima de la zona de saturación.

La calidad de estas aguas, en relación con la contenida en los basaltos miocenos, no difiere mucho.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Comprenden los depósitos de arenas eólicas (consolidadas o no), depósitos arenoso-arcillosos, depósitos aluviales y coluviales. Se agrupan aquí también los depósitos detríticos de edad miocena.

Sólo en el caso de los depósitos aluviales y coluviales pueden darse condiciones hidrogeológicas adecuadas para constituir acuíferos, al tener buena permeabilidad por porosidad intersticial, espesor suficiente, ocupar posiciones topográficas apropiadas, etc. Los depósitos detríticos miocenos (sedimentos y brechas) pueden contener, asimismo, niveles saturados en profundidad. En el caso de los depósitos de arenas eólicas, pueden actuar como zonas de infiltración hacia niveles acuíferos inferiores.

En la zona cartografiada no existen pozos que exploten dichos depósitos, dados sus escasos recursos hídricos, al no tener prácticamente recarga por conexión con cauces superficiales y ser muy limitados por la elevada evaporación real y la procedente de la lluvia.

Aunque en algunas zonas de la isla pueden contener cantidades interesantes de agua, en general no suponen niveles acuíferos de gran importancia, pero contribuyen a la recarga de niveles más profundos.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura del ITGE (1990) se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, parte del cual, el sector septentrional, se ha representado en la Figura 7.4. Sobre él se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas topográficas.

El trazado de las isopiezas muestra una disposición concéntrica, con carácter descendente hacia las zonas costeras, coincidiendo el eje con la divisoria de las aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

En esta zona septentrional, 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. Al sur de la hoja (hoja de Tetir), este gradiente disminuye aún más hacia el este, consecuencia de una menor pendiente topográfica en las coladas pliocenas y mayor permeabilidad de éstas con respecto a las miocenas y a la de los depósitos arenoso-arcillosos de la Vega de

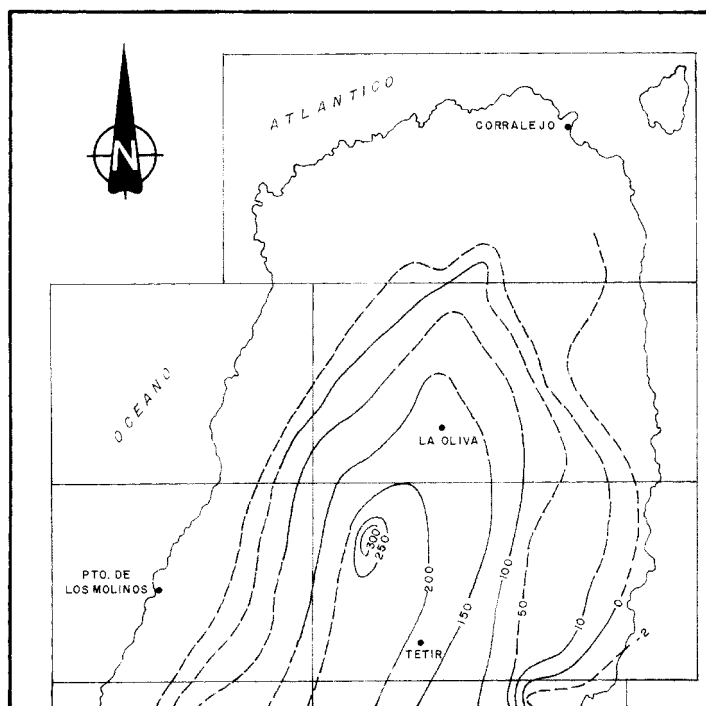


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector septentrional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

La Matilla-Tetir. En la costa oriental de la hoja se observa, por el contrario, una inflexión negativa de la isopieza cero (cuyo trazado está supuesto), motivada posiblemente por la sobreexplotación en ese sector (existen varios pozos), con la consiguiente intrusión marina.

8. GEOTECNIA

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

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

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

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

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

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Comprende enteramente los materiales del Complejo Basal. Zona I_1 (3, 4, 5 y 6)

Características litológicas y estructurales. En esta área el Complejo Basal está constituido por un conjunto heterogéneo de rocas volcánicas, plutónicas y filonianas, de carácter eminentemente básico y ultrabásico, con unas relaciones de contacto entre ellas no bien definidas en campo. Los cuerpos intrusivos son de contorno circular y comprenden ijolitas, melteigitas, sienitas, carbonatitas, piroxenitas y gabros, mientras que las rocas volcánicas son basaltos y no presentan una estructura definida. Atravesando todo lo anterior, existe una densísima red de diques basálticos subparalelos, que a menudo supera el 75% con respecto a la roca encajante. La estructura general definida por la malla filoniana tiene una orientación N30°-45°E.

En general son rocas muy coherentes y duras, con un grado de diaclasado y fracturación importante.

Características geomorfológicas. El relieve de esta unidad se caracteriza por originar formas alomadas, seccionadas por abundantes barrancos y barranqueras. Las alturas son poco considerables y las pendientes, al menos en esta área, tampoco son acusadas (10-20%), excepto en la Montaña Tindaya. Aunque no es una morfología abrupta, afecta al trazado de vías de comunicación. La estabilidad es buena en condiciones naturales y artificiales.

Características hidrogeológicas. La red de drenaje está constituida por numerosos barrancos, bastante jerarquizados, pero de escasa profundidad y recorrido, favoreciendo, junto con la elevada compacidad de la roca, el drenaje superficial. La inyección filoniana, así como el diaclasado y fracturación que afecta al conjunto, facilita la infiltración vertical, pudiendo encontrarse pequeños niveles saturados a determinadas profundidades.

ÁREA II

Corresponde a los materiales miocenos, compuestos fundamentalmente por coladas basálticas.

Zona II₁ (7 y 8)

Agrupar las coladas basálticas del tramo inferior, así como las formaciones llamadas de transición.

Características litológicas y estructurales. Litológicamente está constituida por coladas basálticas, bastante alteradas y a menudo fracturadas. Muestran buzamientos suaves y están atravesadas por diques.

Características geomorfológicas. Originan morfologías poco prominentes, ya que ocupan zonas relativamente llanas, sobre el Complejo Basal, así como la zona inferior de los relieves miocenos donde tienen pendientes ya considerables, al igual que en el caso de las formaciones de transición, localizadas en Montaña Prieta.

Características hidrogeológicas. En general son terrenos impermeables y el drenaje superficial se realiza por vaguadas. Pueden tener circulación interna de aguas a través de fisuras y grietas.

Zona II₂ (10 y 11)

En esta zona se agrupan los depósitos sedimentarios aluviales y brecha de tipo Ampuyenta, que se hallan intercalados en los tramos inferiores de las coladas miocenas.

Características litológicas y estructurales. Los materiales sedimentarios son conglomerados y arenas bastante consolidados, formados por fragmentos de naturaleza basáltica, con cierta ordenación interna. Constituyen paquetes de espesores entre 10 y 20 m, subhorizontales o inclinados, según el buzamiento general de la serie donde se encuentran.

Los depósitos brechoides no tienen estructuración interna en sus componentes, basálticos mayormente y heterométricos, que están dispuestos en una matriz arenosa. Se sitúan en la base

de los sedimentos, mediante contactos netos con ellos y tienen un grado de cohesión algo menor que aquéllos.

Características geomorfológicas. No generan relieves por sí solos, al estar intercalados en las coladas basálticas. Las disecciones realizadas por las barranqueras originan paredes subverticales en ellos, generalmente estables en condiciones naturales, salvo en épocas de lluvias.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad de estos materiales es en general alta, aunque se dan localmente zonas de rezume al existir zonas arcillosas impermeables.

Zona II₃ (9,12,13 y 14)

Está constituida por las coladas basálticas y traquibasálticas miocenas de los tramos medios y superiores de la Fase miocena, así como los materiales traquíticos de Montaña Tindaya.

Características litológicas y estructurales. Mayoritariamente son coladas basálticas y traquibasálticas intercaladas unas con otras, que forman potentes apilamientos de lava, denominados "cuchillos", con estructura tabular, buzantes 10-12° hacia el NNE. Otros materiales son las traquitas de la intrusión de Montaña Tindaya. En general son materiales masivos y potentes, a veces con disyunción columnar, aunque también hay coladas "pahoehoe", más delgadas y vesiculares. Ocasionalmente aparecen almagres separando paquetes de coladas. La red de diques que los corta suele ser importante.

Características geomorfológicas. Estos apilamientos de lavas originan los relieves más prominentes de la hoja, con alturas superiores a 300 m. Son estructuras tabulares, alargadas, cuyos laderas suelen ser verticales, aunque están suavizadas en sus partes inferiores por los depósitos de laderas. Montaña Tindaya tiene también un relieve importante, con laderas muy pronunciadas.

Características hidrogeológicas. Estos materiales presentan un carácter impermeable, favoreciendo la escorrentía superficial. La infiltración se produce a través de diaclasas y fisuras. Ocasionalmente, los niveles de almagres intercalados en las lavas pueden funcionar como pequeños acuíferos colgados.

ÁREA III

Se engloban en esta área el resto de materiales volcánicos y sedimentarios presentes en la hoja, desde el Plioceno superior hasta los cuaternarios. Consta de seis zonas.

Zona III₁ (15 y 18).

Agrupar a los materiales lávicos de la Fase pliocena superior y de la Fase pleistocena inferior, los cuales ocupan una considerable extensión al este de la hoja y, en menor cuantía, al oeste.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas de potencias individuales de 1-3 m, que forman apilamientos de 2 o 3 unidades. En conjunto alcanza espesor de unos 7-8 m. Son masivas y coherentes, poco vesiculares, a menudo con disyunción columnar y diaclasado escaso. El grado de alteración es bajo, en general.

Características geomorfológicas. Generalmente constituyen relieves bajos, erosionados, con superficies llanas poco inclinadas y estables.

Características hidrogeológicas. Constituyen materiales semipermeables, principalmente por fisuración. El drenaje superficial es aceptable.

Zona III₂ (20, 23 y 26)

En esta zona se consideran los materiales lávicos de la fase volcánica pleistocena media-holocena.

Características litológicas y estructurales. Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas con bases y techos escoriáceos y vesiculares y zonas internas coherentes, poco vesiculares y disyunción columnar.

Características geomorfológicas. Constituyen superficies planas arrasadas o erosionadas en las emisiones más antiguas y perfectamente conservadas en las modernas, con grandes morrenas de bloques de taludes considerables. Entre ellas sobresalen los conos volcánicos. Generalmente son estables, salvo en zonas de taludes pronunciados, donde es posible el rodamiento de bloques. En ocasiones forman pequeños tubos volcánicos.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad de estos materiales se debe principalmente a la fisuración vertical y a los tramos escoriáceos. El drenaje superficial es moderado.

Zona III₃ (16,17,19,21,24 y 27)

Comprende los depósitos piroclásticos de las fases volcánicas cuaternarias.

Características litológicas y estructurales. Los depósitos piroclásticos son de composición basáltica y están constituidos por materiales granulares, de tamaños que varían entre 2 y 64 mm, los más comunes, pero pueden alcanzar mayores tamaños cuando son bloques o bombas volcánicas. Según la antigüedad del depósito, están más o menos consolidados, encontrándose relativamente sueltos los más modernos.

Características geomorfológicas. La forma más característica que presentan estos depósitos es la de típicos edificios volcánicos de perfil cónico o tronco-cónico. Tanto su altura como las pendientes de sus laderas va a depender principalmente de su edad, pero también influye en la inclinación el tamaño del material. Generalmente las pendientes varían entre 20 y 35°.

Características hidrogeológicas. Son materiales altamente permeables, excepto en zonas locales, al estar muy alterados a materiales arcillosos. El drenaje superficial es malo y salvo presencia de arcillas no favorecen el encharcamiento. Suelen presentar agresividad de las aguas a estructuras armadas fabricadas con ellos.

Zona III₄ (31, 33, 34 y 35).

En esta zona se agrupan conjuntamente los depósitos aluviales de fondos de valle, terrazas y depósitos coluviales, principalmente de edad cuaternaria.

Características litológicas y estructurales. Son depósitos detríticos groseros, heterométricos y poco o nada seleccionados, constituidos por cantos de naturaleza mayoritariamente basáltica. Generalmente tienen una matriz arenosa, con proporciones variables de arcilla.

Características geomorfológicas. Los depósitos de fondo de barranco y de terrazas se adaptan al trazado de la red fluvial y tienen una disposición prácticamente horizontal. Los depósitos coluviales (coluviones y conos de deyección) se desarrollan en las laderas de los relieves más pronunciados. Tienen inclinaciones considerables en los tramos altos, pero van disminuyendo, hasta horizontalizarse en los tramos finales. Suelen tener, a veces, costras de caliche en su superficie, que dan mayor consolidación al depósito.

Características hidrogeológicas. Dada la naturaleza de estos materiales, son generalmente permeables, favoreciendo, en casos, la formación de pequeños acuíferos.

Zona III₅ (32).

Esta zona está formada por depósitos arenoso-arcillosos, que ocupan gran extensión, principalmente en el área de La Oliva y fondos de valle de la zona este de la hoja.

Características litológicas y estructurales. Son materiales arenoso-arcillosos de granulometría fina-media. Las potencias varían entre escasos centímetros y 2-3 m, alcanzando 7-8 m en el área de La Oliva.

Características geomorfológicas. Ocupan las laderas inferiores y fondos de algunos valles. Dada su naturaleza poco cohesiva es frecuente el desarrollo de abarrancamientos.

Características hidrogeológicas. Su naturaleza arcillosa les imprime un carácter impermeable o semipermeable, favoreciendo encharcamientos y una escorrentía deficiente.

Zona III₆ (25 y 30)

Constituyen esta zona los depósitos de arenas eólicas cuaternarias, que abarcan extensiones considerables en las partes noroccidental y nororiental de la hoja.

Características litológicas y estructurales. Son arenas eólicas de color claro, constituidas fundamentalmente por fragmentos calcáreos de caparzones marinos. Según su edad, presentan grados de consolidación variables, estando sueltas las más modernas, de edad muy reciente y endurecidas o consolidadas las más antiguas. Las potencias observadas son del orden de 10 a 30 m. La removilización de la arena en los depósitos consolidados (pleistocenos) origina depósitos sueltos, pero poco potentes. Las potencias observadas son del orden de 10 a 30 m. En la superficie de los depósitos más antiguos se han desarrollado encontramientos calcáreos, contribuyendo aún más a su estabilidad.

Características geomorfológicas. Los depósitos más recientes constituyen campos de dunas ("Jable de Corralejo") con morfologías bien desarrolladas, principalmente de barján. Los más antiguos, ya consolidados, originan formas planas y suelen estar profundamente incididos por la red hidrográfica, alcanzando, a menudo, el sustrato sobre el que se apoyan.

Características hidrogeológicas. Son materiales altamente permeables, que determinan una deficiente escorrentía superficial.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁. Complejo Basal. (3, 4, 5 y 6).

Capacidad portante. Al ser materiales coherentes y estables, tienen elevada resistencia y por tanto una capacidad de carga alta, si bien puede verse algo afectada en algunas zonas muy alteradas.

Facilidad de excavación. Son materiales duros no ripables. Su removilización requiere el empleo de máquinas o explosivos.

Estabilidad de taludes. En general presentan buena estabilidad los taludes verticales o casi verticales, con alturas superiores a 2 o 3 m, que son las alturas medias observadas en cortes naturales de la zona. En casos de buzamientos a favor de la pendiente, la estabilidad es más reducida, pero también buena, en general.

ÁREA II

Zona II₁. Coladas basálticas miocenas (7 y 8).

Capacidad portante. Estos materiales tienen elevada capacidad de carga, no produciéndose en ellos asientos de consideración. En ocasiones están bastante alterados, reduciéndose su resistencia valores poco importantes.

Facilidad de excavación. Muestran un carácter no ripable, por lo que su excavación requiere el empleo de métodos violentos, como martillos hidráulicos o explosivos.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados muestran en general una estabilidad alta para alturas de varios metros. No obstante, la alteración de la roca en unos casos y, la acusada fisuración y diaclasado que los afecta puede facilitar el desprendimiento de bloques.

Zona II₂. Depósitos sedimentarios y brechas líticas Ampuyenta, de edad miocena (10 y 11).

Capacidad portante. El grado de consolidación de estos depósitos no es suficiente para asegurar una capacidad de carga alta. Los asientos previsibles no son tolerables.

Facilidad de excavación. Son materiales de ripabilidad media, atacables normalmente con palas mecánicas. En algunas zonas donde los depósitos brechoides están más consolidados, la extracción es más difícil.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados tienen alturas de 10 a 20 m y en general son relativamente estables. Es fácil, no obstante el desprendimiento de rocas y el desmoronamiento de los depósitos, principalmente en épocas de lluvias fuertes.

Zona II₃. Coladas basálticas y traquibasálticas miocenas. (9,12,13 y 14)

Capacidad portante. La coherencia intrínseca de estas rocas y la homogeneidad de las unidades lávicas les confiere una elevada resistencia mecánica. La presencia de almágres intercalados en ellos no supone una alteración importante.

Facilidad de excavación. Son materiales no ripables, por lo que es necesario el empleo de maquinaria hidráulica o explosivos para su excavación. En casos en que estén alterados también, pues normalmente la alteración sólo afecta la parte más superficial de las coladas.

Estabilidad de taludes. La estabilidad en estos materiales es alta, admitiendo taludes verticales de varios metros de altura. La presencia de diaclasado o disyunción columnar en las partes internas de las coladas favorece en ocasiones desprendimientos de bloques por flexión. En ocasiones, la existencia de depósitos detríticos o piroclásticos en su base, de menor resistencia que las lavas, puede producir descalces e inestabilidades en taludes verticales.

ÁREA III

Zona III₁. Coladas basálticas del Plioceno superior y Pleistoceno inferior (15 y 18).

Capacidad portante. La capacidad portante de estos materiales es generalmente alta, si bien pueden producirse asientos pequeños pero tolerables.

Facilidad de excavación. La ripabilidad es nula, por lo que es necesario el empleo de métodos violentos para su removilización.

Estabilidad de taludes. Admiten taludes verticales o subverticales de cierta importancia. La individualización de bloques o columnas, por la disyunción columnar que suelen presentar, puede facilitar la caída de bloques.

Zona III₂. Coladas del Pleistoceno medio-holoceno (episodios recientes) (20, 23 y 26).

Capacidad portante. La capacidad de carga de estos materiales es media, debido a su naturaleza frecuentemente escoriácea y vesicular. En algunos casos, no obstante, puede alcanzar valores altos. Es necesario considerar la posible existencia de oquedades o tubos volcánicos en algunas zonas, como ocurre en los tramos más distales de las coladas de Montaña La Arena. Los hundimientos podrían ser importantes.

Facilidad de excavación. Para su excavabilidad se necesitan medios mecánicos o explosivos, debido a su falta de ripabilidad. La removilización de bloques y cascotes de las coladas escoriáceas de los malpaíses es más fácil, al estar sueltos.

Estabilidad de taludes. Los taludes observados tienen cierta verticalidad y la estabilidad es alta. Pueden producirse, no obstante, desprendimientos de bloques de las partes superiores de las coladas o desplomes de las partes internas, al quedar descalzados por la existencia de una zona escoriácea y de menor resistencia en la base de las mismas.

Zona III₃. Depósitos piroclásticos cuaternarios (16,17,19,21,24 y 27).

Capacidad portante. Su capacidad de carga varía entre media y alta, viéndose afectada por su heterogeneidad granulométrica, grado de consolidación, etc.

Facilidad de excavación. La ripabilidad de estos materiales es originalmente alta, sobre todo en aquellos depósitos más modernos, aún poco consolidados. En estos casos, su excavabilidad es fácil, siendo necesario simplemente una pala mecánica para su extracción masiva, tal y como se realiza en las canteras abiertas en los edificios volcánicos más recientes. Con la edad, el gra-

do de consolidación aumenta, reduciéndose su ripabilidad de manera considerable. Se necesita en estos casos un pico para su extracción.

Estabilidad de taludes. Los depósitos piroclásticos más característicos son los conos volcánicos, los cuales suelen tener ángulos de reposo que varían entre 20 y 35°, si bien éstos dependerán del tamaño del material, presencia de lavas intercaladas en el depósito, etc. Si el material está suelto, es aconsejable tender los taludes por debajo de 45°. Si está consolidado, se han observado taludes verticales o subverticales (principalmente en canteras), pero su estabilidad es precaria y en ocasiones peligrosa.

Zona III₄. Depósitos aluviales y coluviales (31, 33, 34 y 35).

Capacidad portante. La capacidad de carga de estos materiales es baja, en general, con asientos inadmisibles en la mayoría de los casos.

Facilidad de excavación. Debido a su escasa consolidación, son fácilmente removilizables con métodos normales o mecánicos. En caso de encalichamiento importante están más endurecidos y su extracción es algo más costosa.

Estabilidad de taludes. Han sido observadas algunas terrazas aluviales cortadas por el cauce actual, con paredes verticales y estables, pero de escasa altura. Los depósitos coluviales cortados por las barranqueras que bajan de los relieves donde están emplazados permiten ver taludes pronunciados, pero de estabilidad precaria en caso de lluvias fuertes o removilización de su base, por cualquier motivo.

Zona III₅. Depósitos arenoso-arcillosos (32).

Capacidad portante. Presentan una capacidad de carga baja.

Facilidad de excavación. Son fácilmente extraíbles con pala.

Zona III₆. Arenas eólicas sueltas y consolidadas (25 y 30).

Capacidad portante. La capacidad de carga es baja, con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Tanto los depósitos sueltos como los más consolidados tienen buena capacidad de extracción mediante una pala excavadora.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados en los depósitos consolidados tienen ángulos casi verticales y alturas hasta de 10-20 m. Admiten incluso zonas en voladizo, pero de evidente estabilidad precaria. El equilibrio es fácilmente roto por la acción de lluvias fuertes y persistentes, facilitando el desprendimiento de las paredes. En el caso de los depósitos de arenas más recientes, su ángulo de reposo es menor, por lo que los taludes deben ser por fuerza más tendidos, como se observa en algunas dunas de la zona noreste de la hoja.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a las poblaciones asentadas en ella. Desde el punto de vista de utilidad en

cuanto a ordenación del territorio, se considerarán los siguientes tipos de riesgos geológicos: riesgo volcánico, subsidencia del terreno, inestabilidades de laderas, inundaciones, riesgo eólico de erosión, etc.

Riesgo volcánico. La incidencia de este riesgo es de grado bajo, tanto en esta área como en el resto de la isla. No obstante, la ocurrencia en la zona de erupciones volcánicas en épocas relativamente recientes (algunos miles de años), como es la Montaña La Arena, significa, que aunque no suponga un peligro de gran incidencia, al menos sí debe considerarse como posible.

Riesgo de subsidencia del terreno. Es también bajo. Las zonas donde deben tenerse en consideración son las de malpaíses de lavas escoriáceas, como los de Montaña La Arena, Montaña Los Saltos, etc., dada la posibilidad de que existan cavidades o tubos volcánicos debajo, que puedan favorecer hundimientos.

Riesgo de inestabilidades de laderas. La inestabilidad de algunas laderas y desprendimiento de rocas de las partes superiores de los relieves miocenos o "cuchillos" es quizás el riesgo de mayor incidencia en la zona. Su ocurrencia es, no obstante, poco frecuente, pero puede darse en épocas de lluvias fuertes. Dado el emplazamiento habitual de los núcleos habitados, en zonas llanas de esta área, la incidencia de este tipo de peligros afecta mayormente a las vías de comunicación y a núcleos o barrios que están al pie de las laderas, como puede ser, por ejemplo, Vallebrón.

Riesgo de inundaciones. No es previsible en esta zona este tipo de riesgo geológico, dadas las escasas precipitaciones que tienen lugar en el área. La ocupación de los cauces de los barrancos no es importante, por lo que en caso de inundaciones el desarrollo catastrófico de las mismas no supondría una afección considerable a propiedades o vidas humanas.

Riesgo eólico. El peligro de mayor incidencia es la invasión de la carretera Puerto del Rosario Corralejo, por arena procedente del campo de dunas de Corralejo, al ser removilizada por el viento de componente NE, con el consiguiente peligro para el tráfico rodado. En cualquier caso, el volumen de arena desplazado es bajo y ya el riesgo está considerado en la señalización viaria de dicha carretera. La ocurrencia de este fenómeno es muy baja en el resto del área.

Riesgo de erosión. El máximo peligro se da en las laderas de valles, donde la ausencia de vegetación importante y la erosionabilidad de los materiales que las recubren (depósitos arenosos-arcillosos) facilitan la acción erosiva de las aguas de arroyada, en época de fuertes lluvias. Estas no son frecuentes, pero cuando se dan, se manifiestan por una rápida descarga, con desarrollo de avenidas torrenciales destructivas.

Otros riesgos geológicos, como puede ser el derivado de la actividad marina erosiva, presenta también baja incidencia en la zona.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

Las características expuestas anteriormente permiten realizar una valoración geotécnica provisional de los materiales representados en la hoja, en cuanto a su idoneidad constructiva. En

consecuencia, se han dividido todos los terrenos presentes en el área en tres grupos, designados con el calificativo más apropiado por sus condiciones constructivas: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Se agrupan bajo este calificativo los depósitos detríticos de diverso origen y edad, como son los de las zonas II₂, III₄, III₅ y III₆.

Los problemas que presentan a la hora de planificar estructuras u obras apoyadas sobre ellos son principalmente de tipo geotécnico, debido a su baja capacidad de carga, con asientos absolutos elevados y diferenciales importantes. Desde el punto de vista geomorfológico, las pendientes que soportan algunas de estos materiales, como los depósitos coluviales y los depósitos miocenos, tienen también incidencia negativa, ya que favorecen casos de inestabilidad de taludes excavados en ellos.

Asimismo, pueden contener zonas saturadas superficiales que pueden afectar a excavaciones o cimentaciones.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Con características constructivas aceptables se clasifican los materiales representados en las zonas I₁, III₂ y III₃. La capacidad portante de estos materiales oscila entre media y alta, con asientos previsibles que pueden ser tolerables. Es preciso considerar la existencia en algunas zonas, de depósitos de arenas eólicas debajo de los malpaíses recientes que puedan afectar a la cimentación realizada sobre ellos. El grado de fracturación y diaclasamiento en el Complejo Basal pueden ser también una limitación.

En los depósitos piroclásticos, el factor morfológico es también decisivo, debido a las elevadas pendientes que tienen y a la facilidad de producirse inestabilidades en los taludes excavados en ellos. Tienen una limitación, además, en cuanto a su empleo en la fabricación de estructuras armadas.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Los materiales de las zonas II₁, II₃ y III₁ se engloban bajo este concepto.

Tienen alta capacidad de carga y baja compresibilidad, presentando gran estabilidad en taludes próximos a la vertical, con escasos problemas de desprendimiento de bloques por la fisuración que les afecta.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito de esta hoja se explotan diversos tipos de materiales, principalmente como rocas industriales, existiendo en el área varias canteras. Las extracciones de este tipo de materiales constituyen una actividad bastante relevante en la isla, debido a su alta rentabilidad, al ser el sector de la construcción una industria en auge, favorecida fundamentalmente por el turismo.

Respecto a materiales con cierto interés metalogenético, el Instituto Geológico y Minero de España realizó estudios en los afloramientos de carbonatitas del Complejo Basal, en ésta y otras zonas, por su posible interés en cuanto a concentración de tierras raras en ellas. Los resultados obtenidos fueron contrarios a un posible aprovechamiento económico.

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 (ijolitas-sienitas-carbonatitas): área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo y Playa del Tebeto (hoyas de La Oliva y Punta de Paso Chico), Punta de Nao-Caleta Mansa, barranco del Aulagor, Punta Gaspar González-Punta del Viento, Punta D. Blas y Punta del Peñón Blanco-Risco Blanco (hoy Huerta de Chilagua).

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.

Un inventario de los yacimientos de rocas industriales fue ya realizado en 1976 por el Instituto Geológico y Minero de España [IGME (1976b)], en el que se señalaban las canteras activas, intermitentes o inactivas. Además de analizar la explotabilidad y reservas de los diferentes materiales, hace una valoración socioeconómica de las mismas, estableciendo y optimizando su explotación racional.

Dada la creciente demanda de este tipo de materiales para las industrias de la construcción y otras en el archipiélago, este mismo organismo ha llevado a cabo recientemente un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en esta isla, así como en la de La Gomera [ITGE (1992)]. En él se analiza la información existente sobre este tipo de materiales, se establecen nuevos afloramientos de potencial interés, se estudian las cualidades y propiedades que definen sus usos y consumos más apropiados, y finalmente, se establece la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Los materiales susceptibles de rendimiento económico en esta área son de diversos tipos y sus aplicaciones van a depender de sus características mecánicas y estructurales. Así, se pueden clasificar en tres grupos: materiales rocosos coherentes o masivos, materiales fragmentarios y materiales sedimentarios.

Materiales rocosos

En lo que se refiere a las coladas de composición basáltica, las explotaciones están enclavadas principalmente en coladas pleistocenas. Ha habido algunas extracciones de coladas miocenas

pero sin importancia cuantitativa, en la zona de Morro Tabaiba, La Cañada de la Cruz, o en las inmediaciones de la carretera La Oliva-Lajares, a la altura del km 2.

Cabe destacar la cantera del barranco del Cabadero, al sur de la urbanización Puerto de La Oliva, en donde explotan coladas de la Fase pleistocena. El material extraído es una roca oscura, masiva, poco vesicular, de composición basáltica olivínica y presenta abundantes enclaves o nódulos de dunita. Es una cantera pequeña y en general la explotabilidad del material es buena, al ofrecer buenos frentes de explotación. Para su extracción se utilizan medios mecánicos. Los accesos son buenos y las reservas medianas.

El campo de aplicación de estos materiales es principalmente como áridos de trituración.

En cuanto a materiales rocosos sálcos, los únicos explotables corresponden a cuerpos intrusivos, relegados en la hoja a Montaña Tindaya. Las explotaciones parecen estar paradas o son intermitentes, ya que presentan ciertos problemas de tipo administrativo y ecológico, debido a que dicha Montaña está declarada como Paraje Natural, encontrándose, pues, protegida por la Ley canaria de Espacios Naturales Protegidos de 1987. En el estudio de IGME (1992), para paliar esta dificultad se sugiere el posible aprovechamiento de este tipo de rocas en Montañas de Tebeto (hoja de Punta de Paso Chico), si bien en ese lugar su calidad es menor.

Son rocas de composición cuarzo-traquítica, de color claro, con una alteración muy peculiar de óxidos y hierro y manganeso que se manifiestan en forma de laminaciones ondulares y cruzadas de color rojizo o anaranjado, dando a la roca una apariencia muy vistosa. Se suele extraer en forma de placas o bloques y se emplea como roca ornamental en revestimientos de fachadas y para mampostería. La roca suele estar alterada en superficie, pudiendo obtenerse los bloques a partir de aproximadamente un metro de profundidad.

Algunas características técnicas importantes fueron obtenidas mediante ensayos por ITGE (1992), sobre muestras tomadas en Montaña Tindaya:

- Peso específico aparente: $2,238 \text{ gr/cm}^3$
- Peso específico real: $2,48 \text{ gr/cm}^3$
- Absorción: 4,58%
- Porosidad: 10,20%
- Resistencia a la compresión: $461,88 \text{ kg/cm}^2$ y $45,29 \text{ MPa}$

En plaqueta pulida se detectaron abundantes cavidades de tamaños milimétricos, lo que hace que el pulido no sea apropiado para este tipo de roca. Al someterse a choque térmico, la roca presenta tonalidad parduzca, manifestándose el veteado rojo y negro debido a los óxidos de hierro y manganeso.

Algunas casas y edificios de Puerto del Rosario están revestidos con esta piedra y otros incluso fuera de Fuerteventura, como por ejemplo el Hotel Mencey de Santa Cruz de Tenerife.

Materiales fragmentarios

Comprenden aquellos materiales granulares y poco cohesivos, de carácter piroclástico, así como los depósitos brechoides.

En cuanto a los primeros, las canteras existentes en esta área no son muy numerosas, estando todos localizados en los edificios de cinder. Prácticamente en todos los edificios ha sido extraído lapilli, o picón, como se le denomina localmente a este material. Las canteras existentes son pequeñas y suelen estar abandonadas o son objeto de extracción de manera esporádica, e incluso y, a menudo, de manera ilegal. El material es fácilmente explotable, al ser completamente ripable. Su aplicación principal es como áridos naturales. También se emplean en agricultura, echando unas capas de material sobre el campo de cultivo, para impedir una rápida evaporación del agua de lluvia.

Estos edificios volcánicos constituyen elementos relevantes en el paisaje de la isla (y de Canarias en general) y su explotación ocasiona enormes problemas de impacto ambiental, por lo que tienden a conservarse, controlando las extracciones. En general, se selecciona una serie de edificios idóneos para su explotación, en los que el impacto ambiental resultante sea mínimo, al mismo tiempo que las reservas aseguren el abastecimiento a los sectores consumidores. Las mayores explotaciones de lapilli en el área septentrional de la isla están localizadas en la zona del Malpaís de Corralejo (véase hoja de Tostón-Corralejo).

En cuanto a otros materiales fragmentarios existentes en la hoja, son explotadas las brechas Ampuyenta en una pequeña cantera al sur de La Oliva.

Materiales sedimentarios

Dentro de este grupo son los depósitos arenosos eólicos, de edad pleistocena, los más explotados, encontrándose las principales canteras en las inmediaciones de Montaña del Mojón y en las laderas occidentales de Montaña del Calvario. Han existido pequeñas explotaciones en otros lugares, aunque ya abandonadas, como son los afloramientos cercanos a la urbanización Puerto de La Oliva. En el área del barranco de las Pilas-Montaña Roja se producen extracciones intermitentes, si bien de carácter ilegal, al estar la zona comprendida dentro del Parque Natural "dunas de Corralejo-Isla de Lobos", y por tanto, protegida. En esta zona las reservas son importantes.

Son arenas finas (entre 0,5 y 0,3 mm), de color rubio, compuestas fundamentalmente por restos de caparazones calcáreos, encontrándose generalmente compactadas. Presentan buena explotabilidad y su extracción se realiza fácilmente con una pala mecánica.

Las canteras, como las de Montaña Mojón, son de tamaño pequeño, con superficies de 40 a 80 m² y suelen estar atendidas por un operario que es el que maneja la excavadora. Las potencias de los depósitos, aunque variables, pueden ser del orden de 10 a 25 m. En general los accesos son buenos y las reservas altas.

Estos materiales son utilizados principalmente como áridos, empleándose como componente de morteros.

En cuanto a los depósitos arcilloso-arenosos, la mayor concentración se localiza en la zona de La Oliva, pero no han sido objeto de explotación, al menos de forma generalizada. [En ITGE (*op. cit.*)], se citan indicios en el Valle de Llanos del Palo cerca de Calderetas. Tienen escaso valor cerámico al tener alto contenido en carbonatos. El análisis químico que realizan da los siguientes resultados:

%SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	PPC
42.29	12.48	5.62	13.27	.80	.05	2.97	3.1	.88	.15	18.38

Los depósitos de gravas y arenas de fondo de barrancos y ramblas han sido explotados también, pero siempre de manera intermitente y para pequeñas obras locales. Han sido extraídos en el Valle de Fimapaire y cerca de Montaña de los Apartaderos. De todas formas, no tienen gran importancia en esta área.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio cultural de un país está integrado, entre otros bienes, por sus elementos o recursos naturales que tienen o debieran tener igual importancia que aquellos 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 actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico, que por 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 la Oliva se han seleccionado una serie de PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción de los 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 internacional. En las "fichas resumen" diseñadas por el IGMEy que forman parte de la información complementaria a esta memoria figuran, asimismo, un resumen y características de PIG propuestos.

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

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Complejo Basal. En esta área aflora la parte más septentrional de esta unidad geológica.

Está constituida por formaciones plutónicas de diversa composición y materiales lávicos y fragmentarios, además de una densa red de diques que los atraviesa, cuyas direcciones principales oscilan entre N20°-40°E.

En esta área, quizás, lo que más destaque de esta unidad es la presencia de rocas de composición ultracalina: ijolitas, melteigitas y carbonatitas. Su interés es fundamentalmente científico, lo cual se debe en parte a la poca frecuencia de aparición de estos materiales.

Este interés es fundamentalmente petrológico y geoquímico, dadas las relaciones geométricas particulares de este tipo de rocas.

En cuanto a su influencia, su conocimiento y comprensión tiene interés no sólo a nivel regional, sino también nacional e internacional, pues es una unidad geológica única en España y prácticamente única a nivel mundial.

Montaña de Tindaya. Se encuentra situada al SO del pueblo de La Oliva, en el área conocida como Llanos de Tindaya.

Representa una masa intrusiva de composición cuarzo-traquítica, que atraviesa coladas basálticas del tramo inferior del edificio mioceno septentrional de Fuerteventura. Aparece aislada como un pronunciado relieve residual de 210 m de altura frente a los apilamientos basálticos del Pico de la Muda y Montaña Tabaiba, destacando notablemente, desde cualquier punto, sobre la planicie circundante.

La roca, conocida como "piedra de Tindaya", tiene tonalidades grises y beige claro, presentando bandas o laminaciones concéntricas paralelas, de color anaranjado o rojizo, que le dan un aspecto muy vistoso. El lajeado y disyunción que tiene ha favorecido su explotación en losas o placas, utilizadas en revestimiento de fachadas.

El interés geológico de este punto radica en que se trata del mejor ejemplo de intrusión sálica existente en Fuerteventura, por lo que se le considera de interés volcanológico. Su singularidad en cuanto a calidad de afloramiento, aspecto visual y tipo de roca hace que destaque por su contenido paleontológico, paisajístico y petrológico.

Por otro lado, esta montaña alberga figuras grabadas podomorfas, interpretadas como símbolos de dioses o divinidades que forman parte de las concepciones religiosas de los antiguos pobladores de la isla. Su valor arqueológico es también, por tanto, evidente.

Desde el punto de vista científico y didáctico, tiene asimismo un interés alto. Si bien no es un ejemplo aislado y único en la isla o en el archipiélago, sí tiene una gran consideración a nivel insular o local.

Gran parte del afloramiento de la misma Montaña de Tindaya se encuentra clasificado como Paraje Natural por la ley canaria de espacios protegidos, por lo que su elevado valor natural es ya reconocido.

Volcán de Montaña La Arena. Este volcán, que se encuentra situado en el centro de la hoja, es uno de los últimos vestigios de actividad volcánica registrada en Fuerteventura, siendo de edad muy reciente o incluso subhistórico.

Se trata de un cono de piroclastos de color negro, bien estratificados y relativamente sueltos, constituidos por lapillis, escorias y bombas, en proporción diversa, de composición basáltica. Presenta un grado de conservación bueno, excepto en la ladera sur, donde ha sido extraído picón, dejando cicatrices y huecos propios de la actividad extractora.

Las emisiones que surgieron de este centro de emisión fueron voluminosas y originaron un malpaís que ocupa una superficie de unos 12 km². Son lavas que forman potentes morrenas de bloques muy escoriáceos y caóticos, con desarrollo de grandes taludes frontales y laterales. Otras emisiones corresponden a lavas con morfología "pahoehoe", que dan superficies lisas y a veces cordadas.

El estado de conservación del malpaís es excelente y permite observar diversas estructuras y morfologías en sus lavas: lavas aa, en bloque, "pahoehoe", estructuras cordadas, tubos volcánicos, fisuras eruptivas, hornitos, etc.

Cabe destacar que prácticamente toda la superficie del malpaís y el cono se encuentran comprendidos dentro del Paraje Natural de Interés Nacional "Malpaís de la Arena" y, por tanto, protegido por la Ley Canaria de Espacios Naturales (BOE núm. 270, 11 de noviembre de 1987).

Por su contenido, este PIG destaca por sus connotaciones volcanológicas. En cuanto a su utilización tiene interés científico y didáctico, pero también turístico, pues supone un elemento atractivo más en el paisaje de la isla. En cuanto a su influencia, su conocimiento y estudio, tiene interés no sólo a nivel local y regional, sino también nacional.

11. BIBLIOGRAFÍA

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

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

BARRERA, J. L.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S.; FUSTER, J. M. y IBARROLA, E. (1981): "Ijolitas-sienitas-carbonatitas de los Macizos del norte del complejo plutónico basal de Fuerteventura (Islas Canarias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, Tomo 92 (4), pp. 309-321.

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

BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1937): "La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique". *Bull. Volcanol*, 2, pp. 3-77.

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

CENDRERO, A. (1966): "Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 22, pp. 201-226.

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

CRIDO, C. (1987): "Evolución geomorfológica y dinámica actual del Jable de Corralejo, Fuerteventura". *Rev. Geogr. Canaria*, 2, pp. 29-52.

CRIDO, C. (1987d): "Niveles marinos holocenos, formas de modelado y volcanismo subreciente en la costa oriental de Fuerteventura". *Rev. Hist. Canaria, Homenaje al Dr. Peraza de Ayala*, Tomo 38, vol. 2, 175, pp. 723-739.

CUBAS, C. R.; FERNÁNDEZ S, HERNÁN, F, HERNÁNDEZ-PACHECO A. y DE LA NUEZ, J. (1988-89): "Los domos sálicos de Fuerteventura". *Rev. Mat. Proc. Geol*, 6, pp. 71-97.

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

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

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

FUSTER, J. M.^a; (1978): "Geodinámica de Las Islas Canarias" *Urania*, 289-290, pp. 51-76.

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

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

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

GRUNAU, H.; LEHNER, P.; CLEINTUAR, M.; ALLENBACH, P y BAKKER, G. (1975): "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". En: *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Nether. Akad. Arts and Sci*, pp. 89-116.

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

- HAUSEN, H. (1958): "Contribución al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias)". *An. Est. Atlánticos*, 4, pp. 37-84.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1973): "Sobre el significado de las rocas granudas gabroides de los complejos basales de las islas de Fuerteventura, La Palma y la Gomera (archipiélago canario)". *Est. Geol*, 29, pp. 549-557.
- HERNÁNDEZ, F.; LOMOSCHITZ, A.; MECO, J.; SÁNCHEZ-VELAZQUEZ, D. y DEL TORO, A. (1988): "The Archaeological Site of "Cueva de Villaverde" (Fuerteventura). Holocene Palaeoenvironment and Human Occupation in a Volcanic Tube". En: *Deserts. Evolution, passé et future. Communications Première Réunion annuelle PICG-252, Fuerteventura*.
- HOERNLE, K. y TILTON, G. (1991): "Sr-Nd-Pb Isotope Data for Fuerteventura (Canary Islands). Basal Complex and Subaerial Volcanics: Applications to Magma Genesis and Evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*, 71. pp. 3-18.
- IBARROLA, E.; FUSTER, J. M.^a y CANTAGREL, J. M. (1989): "Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec, 1989*, pp. 124-129.
- IGME (1976a): "Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92, *Arrecife-Puerto del Rosario*".
- IGME (1976b): "Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria n.º 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*".
- IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-I, 1.107-IV, *Puerto del Rosario*".
- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-II, 1.107 III, *Antigua*".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-III, *Pájara*".
- IGME (1984d): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-IV, *Betancuria*".
- IGME-CSIC (1967): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1.ª Edición. Hoja y Memoria 1098, *La Oliva*".
- ITGE (1989): "Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias".
- ITGE (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las isla de Fuerteventura y La Gomera". *ITGE, Servicio Documentación*, 186 p.
- LANCELOT, J. R. y ALLEGRE, C. J. (1974): "Origin of Carbonatitic Magma in the Light of the Pb-U-Th Isotope System". *Earth Planet. Sci. Lett*, 22, pp. 233-238.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol*, vol. 27, part. 3, pp. 745-750.

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

MANGAS, J.; PÉREZ, F.; REGUILON, R. M. y CABRERA, M.^a C. (1992): "Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura. Resultados preliminares e implicaciones metalogenéticas". *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, Tomo III, pp. 389-398.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y QUIRANTES, F. (1990): "El relive de Canarias". En *Jornadas de campo sobre geomorfología volcánica, Sociedad Española de Geomorfología*, monografía nº 5, pp. 3-76.

MARZOL, M.^a V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, nº 130 (S.Investigación 32), 220 p.

MECO, J. (1975): "Los niveles con 'Strombus' de Jandía Fuerteventura, Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 21, pp. 643-660.

MECO, J. (1976): "Los 'Strombus' neógenos y cuaternarios del Atlántico Euroafricano (Resumen)". *COL-PA*, 29.

MECO, J. (1977): "Los 'Strombus' neógenos y cuaternarios del Atlántico euro-africano". *Ed. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria*.

MECO, J. (1988): "The Emergent Littoral Deposits in Fuerteventura and the Evolution of the Canarian Marine Faunas during the Quaternary". En: *N. Petit-Maire (ed): Deserts, Past Presents and Future Evolution, Fuerteventura, Workshop 1988, PICG 252*, pp. 166-178.

MECO, J. (1991): "La fauna jandiense". (Póster). *Casa Museo de Betancuria, Cabildo Insular de Fuerteventura*.

MECO, J. (1992): "Restos óseos de "lobos marinos" en la Cueva de Villaverde, Fuerteventura". (Póster). *Casa Museo de Betancuria. Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura*.

MECO, J.; POMEL, R. S, AGUIRRE, E. y STEARNS, Ch. E. (1986): "Depósitos marinos del Cuaternario reciente de Canarias". En: *El Cuaternario Reciente de Canarias / Quaternaire Recent des Canaries, Mecó, j. Y Petit-Maire, N. (Eds), Las Palmas-Marseille*, pp. 6-42.

MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989): "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.

MUÑOZ, M. (1969): "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 25, pp. 257-310.

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.

PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1987): "Paleoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien)". *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.

PINEAU, F.; JAVOY, M. y ALLEGRE, C. J. (1973): "Etude systématique des isotopes de l'oxygene du carbone et du strontium dans les carbonatites". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, pp. 2363-2377.

ROGNON, P. y COUDÉ, G. (1987): "Reconstitution paleoclimatique à partir des sédiments du Pleistocene superieur et de L'Holocene du nord de Fuerteventura, Canaries". *Zeitschr. Geomorph. N.F.*, Band 31, Heft 1, pp. 1-19.

RONA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2117-2122.

ROTHER, P. (1966): "Zum Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 31, 13, pp. 1-80.

SAGREDO, J. (1969): "Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura". *Est. Geol.*, 25, pp. 189-233.

THOMAS, M. F. (1978): "The Study of Inselbergs". *Zeitschr. Geomorph. Suppl. Ban, Berlin*, 31, pp. 1-41.

WALKER, C. A.; WRAGG, G. M. y HARRISON, C. J. (1990): "A New Shearwater from the Pleistocene of the Canary Islands and its Bearing on the Evolution of Certain Puffinus Shearwaters". *Historical Biology*, 3, pp. 203-224.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7640-503-8



9 788478 405039